

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität
Nr. 267

Fehleranalyse passiver Mikrowellenmessungen
des Special Sensor Microwave / Imager
(SSM/I)

von

Rolf Fuhrhop

DOI:10.3289/IFM_BER_267

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde
Abteilung Maritime Meteorologie
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
als Dissertation angenommen.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
List of Figures	vi
List of Tables	xi
Symbolverzeichnis	xii
Abkürzungen	xiii
1 Einführung	1
2 SSM/I Radiometer	5
2.1 Sensorbeschreibung	5
2.2 Radiometer Kalibrierung an Bord des Satelliten	8
2.3 Radiometerstabilität	9
3 Strahlungstransporttheorie und -modell	11
3.1 Strahlungstransporttheorie	11
3.2 Strahlungstransportmodell	13
4 Daten	15
4.1 Atmosphärenprofile	15
4.2 SSM/I Helligkeitstemperaturen	18
5 Radiometerdrift	20
5.1 Kalibrierungsverfahren	20
5.2 Mögliche Fehlerursachen	22
5.3 Angewandte Methode	24
5.4 Auswahlkriterien für Vergleichsbeobachtungen	25
5.5 Vergleichsbeobachtungen	28
5.6 Fehler der Strahlungstransportrechnung	32
5.7 Korrektur der Strahlungstransportfehler	37
5.8 Ergebnisse	41

6	Einfluß der Zenitwinkelvariationen	45
6.1	Beobachtungen	45
6.2	Theorie	48
6.2.1	Oberflächenreflexion	49
6.2.2	Transmission der Atmosphäre	51
6.3	Strahlungstransportsimulationen	52
6.3.1	Beiträge zum Gesamtsignal	52
6.3.2	Einfluß der Zenitwinkeländerung auf die Oberflächenemission .	54
6.3.3	Gesamtänderung der Helligkeitstemperaturen	58
6.3.4	Einfluß auf abgeleitete meteorologische Parameter	61
6.4	Korrektur der Helligkeitstemperaturen für Zenitwinkelvariationen . .	61
6.5	Ergebnisse	71
6.5.1	Korrekturen für DMSP F10 und F11 Helligkeitstemperaturen	71
6.5.2	Einfluß auf meteorologische Parameter	80
7	Schlußbetrachtung	88
7.1	Variable Radiometerfehler	88
7.2	Zenitwinkelvariation	90
7.3	Schlußfolgerungen	92
Anhang A		94
	Ozeanoberflächenreflexion	94
Anhang B		96
	Algorithmen für meteorologische Parameter	96
Literatur		98

Zusammenfassung

Die Untersuchung von Klimaänderungen auf Grund anthropogener Einflüsse ist heute ein wesentlicher Forschungsschwerpunkt der Meteorologie. Die von Klimamodellen vorhergesagte Temperaturzunahme bei der Zufuhr von Treibhausgasen geht einher mit einer Änderung des hydrologischen Zyklus in der Atmosphäre. Die Fernerkundung von hydrologischen Parametern mit Hilfe der satellitengetragenen Mikrowellenradiometer gewinnt daher für die Untersuchung von Klimavariationen zunehmend an Bedeutung. Die passive Mikrowellenradiometrie erlaubt die Messung dieser Parameter mit wesentlich höherer Genauigkeit, als dies in anderen Spektralbereichen möglich ist. Jedoch ist ein zu erwartender Anstieg des Wasserdampfgehaltes selbst bei einer Temperaturerhöhung von einem Kelvin pro Jahrzehnt gering und liegt in der Größenordnung der Meßgenauigkeit der Radiometer. Eine Drift der Radiometer kann somit eine Änderung der hydrologischen Parameter vortäuschen oder verdecken. Eine genaue Kalibrierung der Satellitenmessungen ist somit eine wesentliche Voraussetzung, damit diese Daten für die Analyse von Klimaänderungen genutzt werden können.

In dieser Studie wird ein Verfahren entwickelt, mit dem die Drift des Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) bestimmt werden kann. Zudem werden die Auswirkungen von Zenitwinkeländerungen auf die Analyse von Klimavariationen untersucht. Die zeitliche Änderung der Meßfehler (Drift) wird am Beispiel der Daten des Radiometers auf dem Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F8 Satelliten für den Zeitraum von Januar bis Dezember 1989 betrachtet. Das hier angewendete Verfahren vergleicht Satellitenmessungen mit Strahlungstransportsimulationen, die auf Radiosondenmessungen basieren. Eine signifikante Variation des Radiometerfehlers kann für den DMSP F8 im Jahre 1989 nicht festgestellt werden. Die Erkennung von Klimaänderungen setzt jedoch Beobachtungen über längere Zeiträume voraus. Eine kontinuierliche Kalibrierung aller Radiometer der SSM/I Serie ist somit notwendig und kann mit dem hier vorgeschlagenen Verfahren durchgeführt werden. Eine Kreuzkalibrierung der verschiedenen SSM/I Radiometer muß

die unterschiedlichen Zenitwinkel der einzelnen Sensoren berücksichtigen, da der Einfluß der Zenitwinkelschwankungen in der Größenordnung möglicher Klimaänderungen liegt. Für die Anpassung der Messungen auf einen nominalen Zenitwinkel wird ein Korrekturverfahren entwickelt. Die Auswirkungen der Zenitwinkelschwankungen sind aber nicht nur für eine Kreuzkalibrierung relevant, sie müssen grundsätzlich bei der Ableitung von hydrologischen Parametern berücksichtigt werden, sonst sind Fehler bis zu 10 % die Folge. Es kann festgestellt werden, daß die SSM/I Messungen für die Untersuchung von Klimaänderungen genutzt werden können. Eine kontinuierliche Kalibrierung der Radiometer und die Berücksichtigung der Zenitwinkelvariation ist jedoch unbedingt notwendig.

Abstract

Investigation of the anthropogenic climate change is one of the challenging tasks in meteorology today. Rising temperatures due to increasing greenhouse gases predicted by climate models will result in higher atmospheric water vapour content, which in cause will alter the hydrological cycle of the earth-atmosphere system. Remote sensing of hydrological parameters (e.g. precipitable water and cloud liquid water) by means of microwave radiometry allows, in principle, the detection of climate change. However, the increase in water vapour caused by higher temperatures will be small and of about the same magnitude as the accuracy of current microwave measurements. Therefore a radiometer drift can screen or simulate a climate change. Thus the use of microwave radiometry for climate studies needs an thorough calibration of the radiometers to avoid erroneous interpretation of measurements.

In this study a calibration procedure for SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) radiometers is developed, which allows the estimation of a possible radiometer drift. This procedure is applied to observations of the SSM/I on the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F8 satellite. In addition the effects of a changing incidence angle of the sensor are investigated. These effects are important for the generation of long time series, which involve more than one satellite. An adjustment procedure to calculate brightness temperatures for a reference incidence angle is developed.

The calibration of the SSM/I radiometer on DMSP F8 is performed by a comparison of measured and simulated brightness temperatures. The basic data for the simulations are radiosonde observations taken over oceans. Only those radiosondes were selected the launch time of which were within 2 hours of the time of the satellite overpass and the location of the radiosonde launch had been in the field of view of the radiometer. Because cloud liquid water content was not measured, observations contaminated by clouds have been disregarded. To do so we found that the standard synoptic observations were inapplicable for this purpose. Therefore two other methods were applied. A modified adiabatic liquid water content was estimated from

radiosonde data and secondly the liquid water path was retrieved from the satellite data. If one of both estimations gave cloud water, the data pair was rejected from comparison. Analyses of the remaining observations show a systematic error for simulated brightness temperatures, which may be caused by insufficient parametrization of the ocean surface roughness or water vapour absorption. After correction of these deficiencies further analysis show no significant drift for the SSM/I radiometer on DMSP F8 for 1989. But some indications are found, which give rise to the assumption that a larger number of the observations are still contaminated by clouds at the edges of the 19 and 22 GHz pixels. This is due to the smaller spatial resolution of these lower frequency channels compared to the 37 GHz channel observations, which are mainly used for the retrieval of the liquid water content.

Investigations of climate change require a combination of measurements from subsequent SSM/I sensors. Therefore a cross-calibration of the radiometers is necessary and the different properties of the sensors have to be taken into account. One of the prominent difference is the incidence angle of the radiometers. While the specified angles of all SSM/I sensors are identical, the actual incidence angles differ. This is due to the different orbit parameters of the DMSP satellites. For example the variations of the incidence angle of the SSM/I on DMSP F10 are larger than those of the two sensors on DMSP F8 and F11 and in addition the mean incidence angle of the DMSP F11 SSM/I is about 0.3° larger than that one of the SSM/I on DMSP F8.

The effects of varying incidence angles is studied by means of simulated brightness temperatures for oceanic environment. The change in brightness temperatures caused by incidence angle deviation depends on polarisation, the state of ocean surface and the atmosphere. A departure of up to 2 Kelvin for one degree incidence angle deviation is found. Applying retrieval algorithms to simulated brightness temperatures shows that such a change results in an error increase of the precipitable water and cloud liquid water in the order of 5 to 10 % increasing with increasing parameter value. For retrieved near surface wind speeds the error is largest with a magnitude of up to 5 m/s for low wind speeds. An adjustment procedure to

calculate brightness temperatures for the specified nominal incidence angle of 53° is developed. When applying this procedure to DMSP F10 and F11 observations, various features become apparent. Even for monthly means positive and negative incidence angle deviations do not cancel out, especially for vertically polarized channels. This behaviour is caused by a correlation of the incidence angle with latitude. The comparison of adjusted DMSP F10 and F11 measurements for June 1992 indicate a solar heating effect for DMSP F10 SSM/I, the orbits of which undergo a larger sun zenith angle variation than those of DMSP F11. When deriving diurnal variations as difference from ascending and descending orbits, a large amplitude is found for uncorrected data, but a drastic reduction occurs when using corrected brightness temperatures.

This study shows that microwave radiometry from satellites with SSM/I is appropriate for investigations of climate change. For the year 1989 no drift of the DMSP F8 SSM/I was found, whether this is true for the other years or sensors has still to be shown. Therefore further calibration studies are necessary for periods and sensors not analyzed here. The effects of different incidence angles have to be considered for the cross-calibration of the SSM/I sensors. This can easily be performed with the developed adjustment procedure. Such a correction is not only required for cross-calibration, but it has to be applied to every observation to reduce systematic errors of the retrieval of hydrological parameters.

List of Figures

- Fig. 2.1 Orbit geometry of SSM/I (from Hollinger et al. 1987)
- Fig. 4.1 Differences of brightness temperature calculated with original radiosonde profiles and with profiles with reduced relative humidities (-5%) at each level as function of retrieved precipitable water content (PWC) from original profiles for SSM/I channels.
- Fig. 5.1 Annual cycle of sun zenith angle (solid line) and sun shine duration in % of orbit period (dashed line) for DMSP F8 SSM/I in 1988 (from Hollinger 1989).
- Fig. 5.2 Brightness temperature (37 GHz vertically polarized) differences (satellite minus simulation) as function of difference between maximum and minimum brightness temperature of the 25 pixels surrounding the radiosonde location for March and September 1989.
- Fig. 5.3 Location of radiosonde ascents in the period January to December 1989 used for comparison.
- Fig. 5.4 Time series of brightness temperature differences (observation minus simulation) for SSM/I channels (except 85 GHz v) for 1989. Solid line represents the 30- days running mean.
- Fig. 5.5 Time series of precipitable water content and near surface wind speed from radiosonde observations for 1989. Solid line represents the 30- days running mean.
- Fig. 5.6 Brightness temperature differences (observation minus simulation) for SSM/I channels (except 85 GHz v) vs. precipitable water content (PWC).
- Fig. 5.7 Brightness temperature differences (observation minus simulation) for SSM/I channels (except 85 GHz v) vs. near surface wind speed.

- Fig. 5.8 Time series of brightness temperature differences (satellite minus simulation) of SSM/I channels (except 85 GHz v) classified by precipitable water content (W) and near surface wind speed (v).
- Fig. 5.9 Correction scheme for systematic simulation errors (see text).
- Fig. 5.10 Corrected brightness temperature differences (satellite minus simulation) vs. precipitable water content (PWC).
- Fig. 5.11 Corrected brightness temperature differences (satellite minus simulation) vs. near surface wind speed.
- Fig. 5.12 Time series of monthly means of the corrected brightness temperature differences (satellite minus simulation) for SSM/I channels of DMSP F8 (except 85 GHz v) for 1989. Shaded boxes represent the 95 % confidence limits.
- Fig. 6.1 Time series of SSM/I incidence angle for June 1992 for DMSP F10 (a) and DMSP F11 (b). Gaps indicate missing data.
- Fig. 6.2 Time series of DMSP F8 SSM/I incidence angle for Sep. 21–30, 1987 (a), Jan. 1–10, 1989 (b), and Oct. 1–10, 1991 (c). Gaps indicate missing data.
- Fig. 6.3 Incidence of DMSP F10 SSM/I as function of latitude for June 1, 10, 20, and 30, 1992 (\rightarrow denotes flight direction).
- Fig. 6.4 Sensitivity of surface reflection with respect to changes of incidence angle ($\partial\Gamma/\partial\theta$) for vertically (v) and horizontally (h) polarized radiance for SSM/I frequencies as function of near surface wind speed (v).
- Fig. 6.5 Sensitivity of atmospheric transmission with respect to changes of incidence angle ($\partial\tau/\partial\theta$) as function of optical depth (δ) for an incidence angle at 53° .

- Fig. 6.6 Contributions of surface emission, atmospheric emission, and reflected atmospheric emission to simulated brightness temperatures (TB) for the four SSM/I frequencies vertically and horizontally polarized vs. optical depth of the atmosphere.
- Fig. 6.7 Changes of the contribution of the surface emission on the signal received at satellite level due to changes of the surface reflection (\mathcal{E}_r) as function of optical depth (δ).
- Fig. 6.8 Changes of the contribution of the surface emission on the signal received at satellite level due to changes of the atmospheric transmission (\mathcal{E}_t) as function of optical depth (δ).
- Fig. 6.9 Sensitivity of the contributions of surface emission (+), atmospheric emission (*), and reflected atmospheric emission (\diamond) to the signal received at satellite level with respect to change of the incidence angle as function of optical depth (δ).
- Fig. 6.10 Total sensitivity of brightness temperatures with respect to incidence angle as function of optical depth (δ).
- Fig. 6.11 Differences of precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) between retrievals from simulated brightness temperatures at incidence angles 52° (+), 54° (*), and 55° (\diamond) and the retrievals from brightness temperatures for 53° as function of corresponding values at 53° .
- Fig. 6.12 Deviations of simulated brightness temperatures from nominal brightness temperatures (dTB) for incidence angles at 52° , 54° , and 55° as function of nominal brightness temperature (TB_{nom}).
- Fig. 6.13 Sensitivity of simulated brightness temperatures with respect to incidence angle ($sl = \partial TB / \partial \theta$) derived from incidence angle range of 52° to 55° as function of nominal brightness temperature (TB) for SSM/I channels.

- Fig. 6.14 Deviations of brightness temperatures sensitivities with respect to incidence angles for angle ranges of 52° – 53° , 53° – 54° , and 54° – 55° from nominal sensitivity as function of nominal sensitivity for 19 GHz v.
- Fig. 6.15 Flow chart of the iterative brightness temperature correction scheme for incidence angle deviations.
- Fig. 6.16 Differences of corrected (*) and uncorrected (+) simulated brightness temperatures (Δ TB) from nominal TB ($\theta=53^{\circ}$) for incidence angles at 52° , 54° , and 55° as function of nominal TB for the five lower frequency channels of the SSM/I.
- Fig. 6.17 Sensitivities of brightness temperatures with respect to incidence angle (θ) as function of nominal brightness temperatures (TB) calculated from observations of the five lower frequency channels of DMSP F10 SSM/I of orbit 7844, June 1, 1992.
- Fig. 6.18 Monthly mean (June 1992) of brightness temperature corrections for incidence angle deviations for ascending orbits of DMSP F10. Inserted box indicates the range of the surrounding gray scale values.
- Fig. 6.19 Same as Fig. 6.18, but for SSM/I on DMSP F11.
- Fig. 6.20 Monthly zonal mean (June 1992) of TB corrections for incidence angle deviations for DMSP F10 SSM/I for ascending (– –), descending (– · –) and all orbits (—).
- Fig. 6.21 Same as Fig. 6.20, but for DMSP F11.
- Fig. 6.22 Monthly zonal mean (June 1992) brightness temperature differences between ascending and descending orbits for corrected (—) and uncorrected (– —) brightness temperatures from DMSP F10 SSM/I.
- Fig. 6.23 Same as Fig. 6.22, but for DMSP F11 SSM/I.

- Fig. 6.24 Brightness temperature (TB) differences between SSM/I on DMSP F10 and F11 for ascending (a) and descending (b) orbits. Solid lines represent DMSP F10 corrected minus DMSP F11 corrected, dashed lines represent uncorrected DMSP F10 minus correct DMSP F11 TB.
- Fig. 6.25 Monthly mean (June 1992) of corrections for precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) retrievals from DMSP F10 SSM/I. Inserted box indicates the range of the surrounding gray scale values.
- Fig. 6.26 Same as Fig. 6.25, but for DMSP F11.
- Fig. 6.27 Monthly mean (June 1992) of precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) retrievals from DMSP F10 SSM/I. Inserted box indicates range of the surrounding gray scale values.
- Fig. 6.28 Monthly zonal mean corrections for precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) for all (—), ascending(— —), and descending (— · —) orbits for DMSP F10 (upper row) and DMSP F11 (lower row) for June 1992.
- Fig. 6.29 Monthly zonal mean of diurnal variations (ascending minus descending orbits) for precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) for corrected (—) and uncorrected (— —) retrievals for June 1992 from DMSP F10 (a) and DMSP F11 (b).
- Fig. 6.30 Monthly zonal mean of differences of precipitable water content (PWC), liquid water path (LWP), and near surface wind speed (v) between DMSP F10 and DMSP F11 corrected retrievals for ascending (—) and descending (— —) orbits.

List of Tables

- Tab. 2.1 SSM/I characteristics (from Hollinger 1989, modified).
- Tab. 2.2 Monthly mean of noise equivalent temperature differential ($NE\Delta T$) derived from 'hot load' of SSM/I on DMSP F8 from June 1987 to March 1989. Pre-launch values and designed specifications are also listed (from Hollinger 1989).
- Tab. 5.1 Mean brightness temperature differences (in Kelvin) for DMSP F8 SSM/I (satellite minus observations / simulations) derived by different calibration methods (see text).
- Tab. 5.2 Annual mean ($\overline{\Delta TB}$) and standard deviations (σ) of brightness temperature differences (satellite minus simulation) of six channels of DMSP F8 SSM/I for 1989 classified by precipitable water content (PWC) and near surface wind speed (v).
- Tab. 5.3 Averages ($\overline{\Delta TB}$) and standard deviations (σ) of brightness temperature differences (satellite minus simulation) after correction for months with increased solar illumination (January, June, July, December), other months (übrige) and annual mean (Jahr) for DMSP F8 for 1989. p denotes the probability for identical mean values of (JJJD) and (übrige).
- Tab. 6.1 Coefficients a_{ij} for the calculation of the brightness temperature sensitivity with respect to incidence angle (θ_i) according to (13). r denotes the multiple correlation coefficient and σ the standard error of regression.
- Tab. 6.2 RMS differences of corrected minus nominal brightness temperatures for different incidence angles. $NE\Delta T$ denotes the pre-launch noise equivalent temperature differential of the SSM/I on DMSP F8 (from Hollinger 1989).

Symbolverzeichnis

Symbol	SI-Einheit	Bedeutung
c	ms^{-1}	Lichtgeschwindigkeit
ε	—	Exzentrizität
ε_w		Dielektrizitätskonstante
δ	—	optische Dicke der Atmosphäre
δ_0	—	optische Dicke der gesamten Atmosphäre
f	—	Schaumbedeckungsgrad
Γ	—	Reflexionskoeffizient
h	—	horizontale Polarisierung (Index)
I	$\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}$	Strahldichte
J	$\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}$	Quellfunktion der Strahldichte
k_B	Jkg^{-1}	Boltzmann-Konstante
λ	m	Wellenlänge
LWP	kg/m^2	Flüssigwassergehalt
μ	—	Kosinus des Zenitwinkels
ν	s^{-1}	Frequenz
$NE\Delta T$	K	Rauschtemperatur (noise equivalent temperature different)
ϕ	deg	Azimutwinkel
PWC	kg/m^2	Gesamtwasserdampfgehalt
R	—	Fresnel-Koeffizient
σ_e	m^{-1}	Volumenabsorptionskoeffizient
T_B	K	Helligkeitstemperatur
T_a	K	Lufttemperatur
T_s	K	Ozeanoberflächentemperatur
T_{sp}	K	Weltraumtemperatur
τ		atmosphärische Transmission
τ_0		atmosphärische Transmission der gesamten Atmosphäre
θ	deg	Zenitwinkel
v	ms^{-1}	Windgeschwindigkeit
v	—	vertikale Polarisierung (Index)
z	m	geometrische Höhe

Abkürzungen

DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EFOV	effective field of view
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
FGGE	First GARP Global Experiment
GARP	Global Atmospheric Research Program
LST	local standard time
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager
UT	universal time

1 Einführung

Die Untersuchung von Klimaänderungen auf Grund anthropogener Einflüsse ist in den letzten Jahren zu einem Forschungsschwerpunkt der Meteorologie geworden. So ist der Nachweis einer von Klimamodellen vorhergesagten Temperaturzunahme, bzw. die Untersuchung der daraus resultierenden Folgen, nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sie ist auch für umweltpolitische Entscheidungen von enormer Bedeutung.

Eine Umstellung des hydrologischen Zyklus ist eine mögliche Folge einer Temperaturerhöhung. Hier bietet die passive Fernerkundung im Mikrowellenfrequenzbereich ein Instrumentarium zum Nachweis von Änderungen der hydrologischen Parameter. So wurde in einer Vielzahl von Studien die Nutzung der satellitengetragenen Mikrowellenradiometer zur Bestimmung dieser Parameter über Ozeanen untersucht. Neben der Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes der Atmosphäre (z.B. Alishouse 1983, Liu et al. 1992, Schlüssel und Emery 1990), lassen sich auch der Flüssigwassergehalt von Wolken (z.B. Curry et al. 1990, Karstens et al. 1994, Petty und Katsaros 1992), Regenraten (z.B. Adler und Hakkarinen 1991, Kummerow und Giglio 1994 a,b) und die Windgeschwindigkeit an der Ozeanoberfläche (z.B. Goodberlet et al. 1990, Wentz 1992) ableiten.

Mit der Inbetriebnahme des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Radiometers auf den polarumlaufenden Satelliten des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) im Juni 1987 stehen kontinuierliche, globale Messungen im Mikrowellenbereich zur Verfügung. Da die DMSP Reihe mit SSM/I Radiometern über den Jahrtausendwechsel hinaus fortgesetzt werden soll (Taylor 1994, NOAA, persönliche Mitteilung), stellen diese Messungen einen bisher einmaligen Datensatz für die Untersuchung von Klimaänderungen dar.

Eine hohe Genauigkeit der aus SSM/I Messungen abgeleiteten meteorologischen Größen ist für die Bestimmung von Änderungen der hydrologischen Parameter im

Hinblick auf Klimaschwankungen essentiell. Die absolute Genauigkeit der SSM/I Helligkeitstemperaturen geben Hollinger et al. (1987) mit etwa 3 Kelvin an, was zum Beispiel für den Gesamtwasserdampfgehalt einem Fehler von etwa 1-3 kg/m² entspricht (der Fehler ist abhängig vom Gesamtwasserdampfgehalt selbst). Die zu erwartenden Änderungen auf Grund einer Temperaturzunahme durch die Zufuhr von zusätzlichen Treibhausgasen liegen jedoch in der Größenordnung dieser Genauigkeit. So zeigen zum Beispiel Simulationsrechnungen mit einem Wolkenmodell von Lau et al. (1993) bei einer Erhöhung der Ozeanoberflächentemperatur von 2 Kelvin eine Zunahme der spezifischen Feuchte in der unteren Troposphäre von 2 g/kg (10 - 20 %) für eine tropische Atmosphäre. Dies entspricht einer Zunahme des Gesamtwasserdampfgehaltes von 2 bis 4 kg/m² und liegt damit in dem Bereich der von Hollinger angegebenden Genauigkeit der SSM/I Messungen. Eine wesentliche Voraussetzung für die Analyse von Klimaänderungen auf der Grundlage von SSM/I Messungen ist somit eine genaue Kalibrierung und Validierung der Radiometermessungen.

Die Fehler der Radiometermessungen lassen sich als Summe eines zeitlich konstanten und eines zeitlich variierenden Anteils beschreiben. In Hinblick auf die Analyse von Klimaänderungen ist der zeitlich variierende Anteil von besonderer Bedeutung, da die Änderungen des Radiometerfehlers als Klimasignal interpretiert werden könnten. Eine Validierung der SSM/I Messungen wurde vom Calibration / Validation Team (Hollinger 1989 und 1991) durchgeführt. Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen lag jedoch bei der Validierung der abgeleiteten Parameter und bezieht sich auf Daten des SSM/I auf DMSP F8; eine langzeitliche Änderung des Radiometerfehlers wurde nicht analysiert. Lojou et al. (1994) leiteten aus einem Vergleich von SSM/I Messungen und Strahlungssimulationsrechnungen Korrekturfunktionen für die SSM/I Helligkeitstemperaturen ab. Der von ihnen betrachtete Zeitraum beträgt jedoch nur 4 Tage. Ihre Korrekturen beschreiben somit nur einen kurzfristigen Fehler.

Eine zeitliche Änderung eines Radiometerfehlers kann verschiedene Ursachen

haben. Die Variation der solaren Einstrahlung am Satelliten während eines Jahres oder auch für auf- und absteigende Überflüge führt zu einer unterschiedlichen Erwärmung am Satelliten und kann zu Fehlern der Kalibrierung führen (Hollinger 1989). Bestehen die zu untersuchenden Zeitreihen aus Daten mehrerer Radiometer, so ist zusätzlich der zeitlich konstante Fehler der einzelnen Radiometer durch eine Kreuzkalibrierung zu berücksichtigen. Diese unterschiedlichen Einzelfehler der Radiometer können durch Fehler der Kalibrierung oder durch Effekte der unterschiedlichen Bahnparameter der Satelliten hervorgerufen werden. Neben den verschiedenen Äquatorübergangszeiten und einer damit verbundenen unterschiedlichen solaren Einstrahlung auf die DMSP Satelliten, ist auch der Zenitwinkel, definiert als Normalenwinkel zwischen dem Pixel auf der Erdoberfläche und dem Satelliten, für die einzelnen SSM/I Radiometer verschieden und führt zu Unterschieden in den Helligkeitstemperaturen der einzelnen Radiometer (Wentz 1991).

In dieser Arbeit sollen zwei Aspekte möglicher Meßfehler untersucht werden, die im Hinblick auf eine Untersuchung von Klimaänderungen von Bedeutung sind. Dies ist zum einen eine zeitliche Änderung des SSM/I Radiometerfehlers mit Daten des DMSP F8 für das Jahr 1989. Für diese Analyse werden gemessene Helligkeitstemperaturen mit Strahlungstransportsimulationen für ozeanische Atmosphärenprofile verglichen. Die Differenz zwischen Messung und Simulation ist die Summe aus dem eigentlichen Radiometerfehler, einem Radiosondenfehler und dem Fehler der Strahlungstransportsimulation. Sind die beiden letzteren Fehler bekannt oder zeitlich konstant, dann ist eine zeitliche Änderung der Helligkeitstemperaturdifferenzen auf eine Radiometerdrift zurückzuführen. Eine Drift der Radiometer auf DMSP F10 und F11 kann in dieser Arbeit nicht untersucht werden, da keine entsprechenden Zeitreihen von Vergleichsdaten vorliegen. Zum anderen muß für eine Kreuzkalibrierung der Radiometer, neben ihren individuellen Fehlern, der Einfluß der Zenitwinkelvariation berücksichtigt werden. Hier soll der Fehler der Helligkeitstemperaturen auf Grund der Zenitwinkelabweichungen analysiert und korrigiert werden. Ausgehend von einer theoretischen Analyse des Strahlungstransportes und mit Hilfe von Simu-

lationsrechnungen wird eine Korrektur für Helligkeitstemperaturen bezüglich einer Zenitwinkelabweichung für ozeanische Messungen entwickelt. Die Anwendung der Korrektur erlaubt eine Kreuzkalibrierung der Radiometer für einen nominalen Zenitwinkel und die Untersuchung der Auswirkungen von Zenitwinkelschwankungen auf abgeleitete hydrologische Parameter.

2 SSM/I Radiometer

Das Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) ist ein Radiometer zur Messung der vom System Erde-Atmosphäre emittierten Strahlung im Mikrowellenfrequenzbereich und ist auf den Satelliten der amerikanischen Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Serie installiert. Das erste Radiometer wurde im Juni 1987 auf dem DMSP F8 Satelliten operationell in Betrieb genommen. Im Dezember 1990 und 1991 folgten zwei weitere Radiometer auf den DMSP Satelliten F10 und F11. Die Satelliten haben eine polare, sonnensynchrone Umlaufbahn in einer Höhe von ca. 830 km und benötigen etwa 102 Minuten für eine Erdumrundung. Die Zeit des Äquatorübergangs der Satelliten ist jedoch unterschiedlich. Während der DMSP F8 den Äquator um 06:12 LST (aufsteigender Überflug) und 18:12 LST (absteigender Überflug) überquert, fliegt der DMSP F11 genau entgegengesetzt mit einem Äquatorübergang um 17:30 LST (aufsteigender Überflug) und 05:30 LST (absteigender Überflug). Die Flugbahn des DMSP F10 ist nicht genau sonnensynchron, was zur Folge hat, daß die Zeit des Äquatorübergangs jährlich um 47 Minuten zunimmt (Wentz 1991). So war die Zeit des Äquatorübergangs im Januar 1991 um 19:40 LST (aufsteigender Überflug).

2.1 Sensorbeschreibung

Eine detaillierte Beschreibung des Radiometers findet sich in Hollinger et al. (1987), Angaben zur Kalibrierung und Sensorstabilität des Radiometers auf DMSP F8 gibt Hollinger (1989) und (1991). Im weiteren soll eine kurze Darstellung der wesentlichen Komponenten und der Betriebsweise des Radiometers gegeben werden.

Das SSM/I mißt mit sieben Kanälen bei vier Frequenzen die vertikal und horizontal polarisierte Komponente der Strahldichte, außer bei 22 GHz, wo nur die vertikal polarisierte Komponente gemessen wird (Tab.2.1). Die Radiometerantenne ('feedhorn') ist mit einem Parabolspiegel, dem Hauptreflektor, auf einer rotierenden Trommel montiert, wodurch ein Abtasten der Erdoberfläche quer zur Flugrichtung ermöglicht wird (Abb. 2.1). Der Parabolspiegel ist in einem Winkel von etwa 45°

Tabelle 2.1 SSM/I Charakteristiken (nach Hollinger 1989, modifiziert¹).

Kanal	Polari-	EFOV (km)		Pixelabstand
Frequenz	sation	quer zur	in	(km)
(GHz)		Flugrichtung		
19.35	v	69	43	25
19.35	h	69	43	25
22.235	v	60	40	25
37.0	v	37	28	25
37.0	h	37	29	25
85.5	v	15	13	12.5
85.5	h	15	13	12.5

bezüglich des Satellitennadir zur Erdoberfläche ausgerichtet. Unter Berücksichtigung der Flughöhe resultiert daraus ein nominaler Zenitwinkel von etwa 53.1° , und er ist, bei idealer Ausrichtung des Satelliten, nahezu unabhängig von der Pixelposition in der Abtastspur ($\approx \pm 0.05^\circ$). Der Zenitwinkel variiert jedoch durch die Exzentrizität der Satellitenumlaufbahn um mehrere Zehntel Grad (vgl. Kapitel 6). Die Abplattung der Erde bewirkt bei konstanter Satellitenhöhe in Bezug auf den Erdmittelpunkt eine Zenitwinkelvariation von nur $\pm 0.025^\circ$.

Die räumliche Auflösung der Pixel auf der Erdoberfläche ist frequenzabhängig und nimmt mit zunehmender Frequenz zu (Tab.2.1). Die Messung der terrestrischen Strahldichte erfolgt deshalb mit zwei unterschiedlichen Scantypen. Der A-Scan umfaßt Messungen aller Kanäle, der B-Scan nur die der 85 GHz Kanäle. Pro A-Scan werden 64 Pixel der niederfrequenten Kanäle und 128 Pixel der 85 GHz Kanäle gemessen. Der B-Scan umfasst 128 Pixel der 85 GHz Kanäle. Die vom Parabolspiegel in die Radiometerantenne reflektierte Strahlung wird in eine elektrische Spannung umgewandelt, durchläuft verschiedene elektronische Filter- und Verstärkerstufen

¹Die Richtungsangaben für das effektive Blickfeld (EFOV) sind in der Originaltabelle vertauscht.

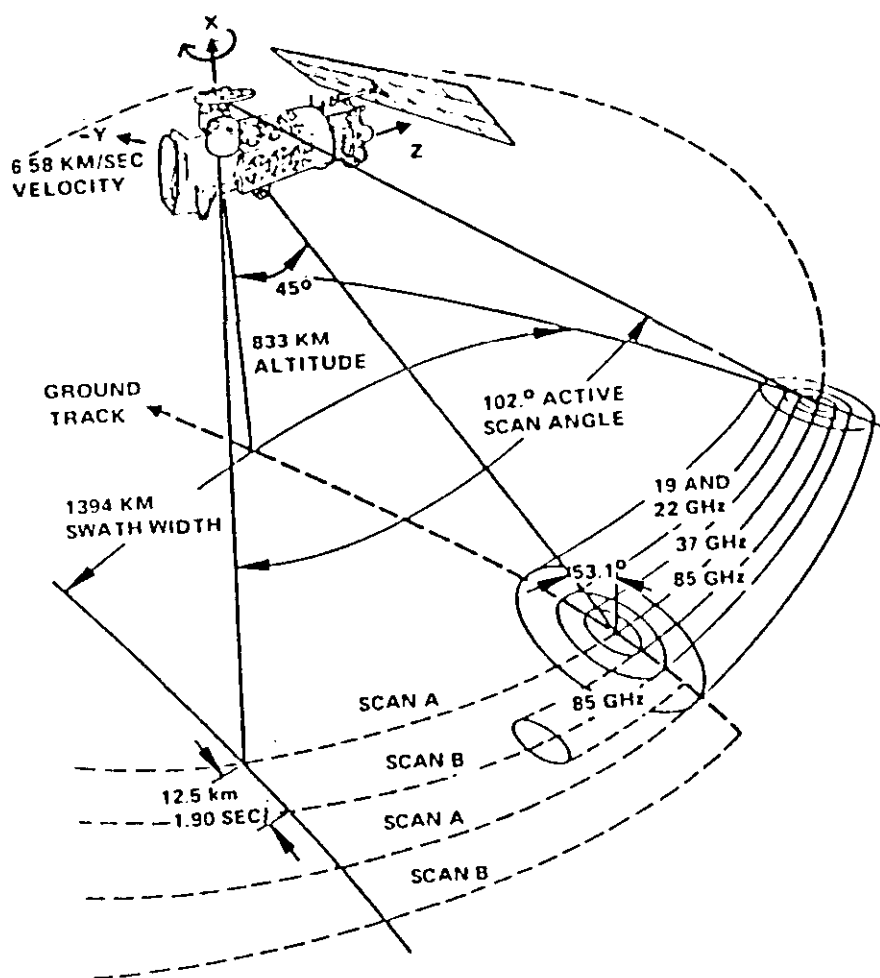


Abbildung 2.1 Orbitgeometrie des SSM/I (aus Hollinger et al. 1987).

und wird schließlich aufintegriert, wobei die Integrationszeit 3.89 msec für 85 GHz und 7.95 msec für die übrigen Kanäle beträgt. Dieses Signal wird digitalisiert und bildet den Meßwert für ein Pixel. Durch die Integration während der Trommelrotation ist das effektive Meßfeld auf der Eroberfläche (EFOV) elliptisch. Der Abstand der Pixelzentren beträgt für die niederfrequenten Kanäle etwa 25 km und für die 85 GHz Kanäle etwa 12.5 km.

2.2 Radiometer Kalibrierung an Bord des Satelliten

Für die Umrechnung des Radiometerausgangssignals in Strahldichten, bzw. äquivalente Größen ist eine kontinuierliche Kalibrierung an Bord des Satelliten notwendig. Dieses Verfahren soll im folgenden Abschnitt beschrieben werden, um Ursachen für eventuelle Messfehler aufzuzeigen.

Die vom Radiometer gemessene Strahldichte ist, neben anderen Parametern, abhängig von der Antennencharakteristik, die vor dem Start ausgemessen wurde und als zeitlich konstant angenommen wird. Entsprechende Korrekturen für Strahlungsverluste und Kreuzpolarisationseffekte wurden bestimmt und werden bei der Berechnung der Helligkeitstemperaturen berücksichtigt (vgl. auch Wentz 1991). Neben der Antennencharakteristik sind die vom Radiometer ausgegebenen elektrischen Spannungen auch von weiteren Gerätekosten und insbesondere von den thermodynamischen Temperaturen der Radiometerkomponenten abhängig. Da diese Temperaturen nicht konstant sind, ist eine kontinuierliche Kalibrierung an Bord des Satelliten erforderlich. Diese findet für jeden Scan während der erdabgewandten Phase des Radiometers statt. Das Radiometer dreht sich dann unter einem geheizten schwarzen Strahler ('hot load') und einem zweiten Reflektor ('cold sky reflector'), der auf den Weltraum ausgerichtet ist, hindurch. Der Hauptreflektor ist während der Kalibrierungsphase vollständig von den Kalibrierungskörpern verdeckt. Von jedem Eichstrahler werden 5 Werte mit der gleichen Integrationszeit, wie bei der Erdbeobachtung gemessen und gemittelt². Die thermodynamische Temperatur des 'hot load' wird extern gemessen, und die des Weltraums mit etwa 3 K (abhängig von der Meßfrequenz) angenommen. Die Eichcharakteristik zwischen den beiden Meßpunkten ist vor dem Start bestimmt worden und wird als zeitlich konstant angenommen. Der Fehler durch die vom Satelliten und der Erde kommende Strahlung während der Kalibrierungsphase ist mit weniger als einige Zehntel Kelvin gering.

Diese Kalibrierung berücksichtigt nicht den Hauptreflektor, der die von der Erde

²Um das Rauschen der Strahlungstemperaturen der Kalibrierung zu reduzieren, wurde ab Oktober 1990 über 20 'scans' statt einem gemittelt.

kommende Strahlung in die Radiometerantenne spiegelt. Änderungen der Reflektivität dieses Reflektors, sowie auch die des 'cold sky reflector' können eine Drift der Messungen bewirken. Auch wird angenommen, daß die Emissivität des 'hot load' konstant ist. Durch eine Aufheizung der Verstärker- und Filterelektronik kann die Eichcharakteristik zwischen den beiden Kalibrierungspunkten oder Gerätekonstanten verändert werden und somit zu einer Drift des Radiometers führen.

2.3 Radiometerstabilität

Durch die Kalibrierung nach jedem Scan hat man die Möglichkeit das Rauschverhalten des Radiometers zu bestimmen und Aussagen über die Stabilität des Radiometers zu treffen. Das Rauschen des Radiometersignals wird in Form einer rauschäquivalenten Temperatur beschrieben. Diese als 'noise equivalent temperature differential' ($NE\Delta T$) bezeichnete Größe wird aus den Kalibrierungsdaten des geheizten Schwarzkörpers, bzw. des Weltraumreflektors berechnet.

Die für die niederfrequenten Kanäle gemessenen $NE\Delta T$ des Radiometers auf DMSP F8 zeigen mit wenigen Zehnteln Kelvin eine sehr gute Stabilität des Sensors an und liegen im Bereich der vor dem Start bestimmten Werte (Tab. 2.2). Die $NE\Delta T$ der 85 GHz Kanäle weisen dagegen eine kontinuierliche Zunahme mit bis zu 5 Kelvin für den vertikal polarisierten Kanal auf. Die Verstärkung des Rauschens wurde auf die zunehmende solare Einstrahlung im Dezember 1987 und die damit eingetretende Erwärmung zurückgeführt. Diese erforderte ein Abschalten des Radiometers, um Schäden zu verhindern. Nach der erneuten Inbetriebnahme im Januar 1988 wurde das Rauschen des 85 GHz vertikal polarisierten Kanals jedoch immer stärker und er wurde im Januar 1989 vollkommen unbrauchbar. Um ein erneutes Aufheizen des Radiometers im Dezember 1988 zu verhindern, wurden die Solarkollektoren so ausgerichtet, daß sie das Radiometer abschatteten. Trotz der Abschattung des Radiometers verstärkte sich auch das Rauschen des 85 GHz horizontal polarisierten Kanals ab Dezember 1988. Im Dezember 1989 wurden auch die Messungen dieses Kanals unbrauchbar (Wentz 1991).

Das Rauschverhalten alleine läßt jedoch keine Schlußfolgerungen auf die absolute Kalibrierung zu, da nur relative Schwankungen erfaßt werden und bei der Kalibrierung an Bord wesentliche Komponenten nicht berücksichtigt werden. Eine absolute Kalibrierung der Radiometer mit unabhängig gemessenen Daten ist somit erforderlich, um zeitliche Änderungen des Radiometerfehlers bestimmen zu können.

Tabelle 2.2 Monatlich gemittelte rauschäquivalente Temperaturen (NE Δ T) des SSM/I auf DMSP F8 von Juni 1987 bis März 1989 abgeleitet aus den Kalibrierungsdaten des geheizten Schwarzkörpers, sowie die vorgegebenen Maximalwerte (NE Δ T Spec.) und die vor dem Start (Pre-Launch) bestimmten Werte (aus Hollinger 1989).

	<u>CHANNEL</u>						
	<u>19V</u>	<u>19H</u>	<u>22V</u>	<u>37V</u>	<u>37H</u>	<u>85V</u>	<u>85H</u>
NEAT Spec. (K)	0.8	0.8	0.8	0.6	0.6	1.1	1.1
Pre-Launch	.45	.42	.73	.37	.38	.69	.73
<u>On-Orbit</u>							
June 1987	.44	.38	.67	.33	.44	.78	.69
July 1987	.38	.34	.59	.32	.32	.75	.62
Aug. 1987	.37	.37	.58	.30	.33	.69	.59
Sept. 1987	.38	.35	.63	.29	.33	.73	.60
Oct. 1987	.45	.42	.69	.35	.44	.87	.70
Nov. 1987	.46	.42	.74	.40	.52	.91	.78
Jan. 1988	.5	.44	.74	.42	.58	1.12	.85
Feb. 1988	.43	.41	.72	.37	.42	1.32	.75
March 1988	.43	.41	.69	.33	.35	1.48	.73
April 1988	.42	.39	.70	.33	.37	1.70	.70
May 1988	.41	.40	.67	.32	.37	1.80	.70
June 1988	.42	.44	.68	.34	.38	1.80	.80
July 1988	.42	.41	.70	.31	.38	1.70	.71
Aug. 1988	.42	.40	.66	.32	.37	1.95	.70
Sept. 1988	.43	.39	.67	.36	.37	2.10	.71
Oct. 1988	.43	.41	.67	.33	.37	1.70	.72
Jan. 1989	.50	.45	.73	.44	.55	5.0	.86
Feb. 1989	.40	.40	.70	.35	.37	---	.88
Mar. 1989	.42	.35	.68	.33	.37	---	.83

3 Strahlungstransporttheorie und -modell

Das in dieser Studie angewendete Verfahren zur Bestimmung der Radiometerfehler erfordert die Simulation der vom Radiometer gemessenen Strahldichten. Das hierfür benutzte Strahlungstransportmodell und die notwendigen Grundlagen der Strahlungstransporttheorie sollen im folgenden beschrieben werden.

3.1 Strahlungstransporttheorie

Die am Oberrand der Atmosphäre gemessene Strahldichte läßt sich durch die Strahlungstransporttheorie mathematisch beschreiben. Eine umfassende Darstellung des Strahlungstransportes geben Liou (1980) und, insbesondere für den Mikrowellenspektralbereich, Simmer (1994). Die differentielle Form der Strahlungstransportgleichung

$$dI(\lambda, \theta, \phi) = \sigma_e(\lambda, \theta, \phi) (I(\lambda, \theta, \phi) - J(\lambda, \theta, \phi)) ds \quad (1)$$

beschreibt die Intensitätsänderung dI einer monochromatischen Strahlung der Wellenlänge λ beim Durchgang durch ein absorbierendes, emittierendes und streuendes Medium der Länge ds . Die Strahlungsrichtung ist durch den Zenitwinkel θ und den Azimutwinkel ϕ gegeben. I ist die Strahldichte beim Eintritt in das Wegelement ds und J beschreibt die Quellfunktion, z.B. Planckemission, innerhalb des Wegelementes. Die Schwächung der Strahlung wird durch den Volumenextinktionskoeffizienten σ_e beschrieben, der als Summe der Absorptions- und Streukoeffizienten definiert ist.

Mit der Definition der vertikalen optischen Dicke der Atmosphäre (δ) von der geometrischen Höhe (z) bis zum Oberrand der Atmosphäre ($z = \infty$):

$$\delta(z) = \int_z^\infty \sigma_e(z) dz \quad (2)$$

gilt für eine planparallele und horizontal homogene Atmosphäre:

$$\cos \theta \frac{dI(\delta, \lambda, \theta, \phi)}{d\delta} = I(\delta, \lambda, \theta, \phi) - J(\delta, \lambda, \theta, \phi). \quad (3)$$

Im Mikrowellenspektralbereich ist in sehr guter Näherung die Rayleigh-Jeans-Approximation der Planckfunktion gültig:

$$I = \frac{2 k_B \nu^2}{c^2} T_B, \quad (4)$$

wobei k_B die Boltzmann-Konstante, c die Lichtgeschwindigkeit und ν die Frequenz bezeichnet. Diese Näherung erlaubt die Darstellung der Strahldichte (I) als eine lineare Funktion der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur T_B , die in der Fernerkundung als Helligkeitstemperatur bezeichnet wird. Unter Vernachlässigung der Streuung in der Atmosphäre und der Annahme einer spiegelnden Ozeanoberfläche als untere Randbedingung kann die Strahlungstransportgleichung integriert werden und man erhält für die Helligkeitstemperatur am Oberrand der Atmosphäre:

$$TB_p = (1 - \Gamma_p(\mu)) T_s e^{-\delta_0/\mu} \quad (5a)$$

$$+ \int_0^{\delta_0} T_a(\delta) e^{-\delta/\mu} \frac{d\delta}{\mu} \quad (5b)$$

$$+ \Gamma_p(\mu) e^{-\delta_0/\mu} \int_0^{\delta_0} T_a(\delta) e^{-(\delta_0-\delta)/\mu} \frac{d\delta}{\mu} \quad (5c)$$

$$+ \Gamma_p(\mu) T_{sp} e^{-2\delta_0/\mu}, \quad (5d)$$

mit der Polarisierung p . Zur Vereinfachung wurde auf die Angabe der Wellenlängenabhängigkeit verzichtet, der Zenitwinkel geht mit $\mu = \cos \theta$ ein. Γ_p bezeichnet den Reflexionskoeffizienten der Ozeanoberfläche, wobei die Emissivität durch $1 - \Gamma_p$ gegeben ist. Die Temperaturen der Ozeanoberfläche, der Atmosphäre und des Weltraums sind mit T_s , T_a , T_{sp} bezeichnet. Als Vertikalkoordinate wird die optische Dicke der Atmosphäre (δ) benutzt, wobei δ_0 die Gesamthöhe von der Ozeanoberfläche bis zum Oberrand der Atmosphäre bezeichnet.

Der Anteil der von der Ozeanoberfläche emittierten Strahlung wird durch (5a) beschrieben und ist bestimmt durch die Emission der Oberfläche ($(1 - \Gamma_p) T_s$) und der Transmission der gesamten Atmosphäre ($\tau_0 = e^{-\delta_0/\mu}$) vom Oberrand zum Boden. Die aufwärts emittierte Strahlung der Atmosphäre wird durch (5b) dargestellt. Die abwärts gerichtete und an der Ozeanoberfläche reflektierte Strahlung der Atmosphäre und des Weltraums werden durch (5c) und (5d) beschrieben.

3.2 Strahlungstransportmodell

Das für diese Studie benutzte Strahlungstransportmodell wurde am Institut für Meereskunde in Kiel von Simmer entwickelt und ist ausführlich in Simmer (1994) beschrieben. Die in das Modell eingehenden atmosphärischen Parameter umfassen den Luftdruck, die Lufttemperatur und die relative Feuchte als Funktion der Höhe. Da die vertikale Auflösung der mit Radiosonden gemessenen Atmosphärenprofile sehr unterschiedlich ist (vgl. Kapitel 4.1), werden diese Parameter auf 65 fest vorgegebene Modellschichten interpoliert. Dadurch wird erreicht, daß alle Strahlungstransportrechnungen mit der gleichen vertikalen Auflösung gerechnet und Fehler durch zu große Schichtdicken reduziert werden. Vergleichssimulationen ohne Interpolation auf vorgegebene Modellschichten mit hochaufgelösten Profilen (5 hPa Auflösung) und daraus abgeleiteten Profilen mit geringer Auflösung (Hauptdruckniveaus und markante Punkte) zeigen Unterschiede in den Helligkeitstemperaturen von bis zu ± 1 Kelvin in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Bei der Interpolation der Profile auf vorgegebene Modellschichten mit hoher Auflösung reduzieren sich die Differenzen der Helligkeitstemperaturen um etwa 50 %.

Die Parametrisierung der Ozeanoberflächenreflexion wird nach Wisler und Hollinger (1977) vorgenommen und ist in Anhang A beschrieben. Sie basiert auf einer Modifikation der spiegelnden Reflexion, um die windinduzierte Rauigkeit der Oberfläche und die Schaumbedeckung zu berücksichtigen.

Die Absorption und Emission der Atmosphäre durch molekularen Sauerstoff und Wasserdampf wird nach Liebe (1987) gerechnet. Sein Absorptionsmodell umfaßt 48 O_2 -Linien und 32 H_2O -Linien im Bereich von 2 bis 1000 GHz. Das Modell berücksichtigt das Zeeman-Splitting der O_2 Linien ab 35 km Höhe und die Dopplerverbreiterung der Linien.

Um die Absorption und Streuung von Wolkenwasser im Strahlungstransport zu berücksichtigen, wird der Wolkenwassergehalt mit einem modifizierten adiabatischen Flüssigwassergehalt aus den Radiosondenprofilen abgeschätzt (Karstens et al. 1994).

Bei diesem Verfahren wird ab einem Schwellwert der relativen Feuchte, hier 90 %, angenommen, daß Kondensation einsetzt. Bei dem weiteren adiabatischen Aufsteigen kühlt sich das Luftpaket feuchtadiabatisch ab. Die damit verbundene Abnahme der spezifischen Sättigungsfeuchte seit dem Einsetzen der Kondensation bestimmt die adiabatische Flüssigwasserdichte. Der nach Warner (1955) modifizierte Flüssigwassergehalt berücksichtigt das Entrainment von trockener Umgebungsluft und ist somit geringer als der adiabatische Flüssigwassergehalt. Der Schwellwert der relativen Feuchte von 90 % berücksichtigt Fehler der Messungen und die Möglichkeit, daß bei durchbrochener Bewölkung die Wolke nicht von der Radiosonde durchquert wird.

Die Streuung der Strahlung ist im Mikrowellenfrequenzbereich nur für Hydrometeore von Bedeutung. Während die Streuung an Wolkentröpfchen, Radius $< 100 \mu m$, durch die Rayleigh-Streuung hinreichend genau beschrieben wird, ist für größere Hydrometeore die Berechnung der Streuung nach der Mie-Theorie notwendig (Simmer 1994). Die hier gerechneten Strahlungstransportsimulationen berücksichtigen die Streuung mit der Rayleigh-Approximation. Numerisch wird die Streuung im Modell durch eine iterative Folge von Einfachstreuprozessen berücksichtigt (successive order of scattering). Die Winkelabhängigkeit der Streuung wird durch Simulationsrechnungen für acht Zenitwinkel berücksichtigt, die nach der Gauß-Quadratur (Gauß'sche Winkel) bestimmt sind. Die Helligkeitstemperaturen für den tatsächlichen Zenitwinkel werden dann durch 'cubic spline' Interpolation aus den acht Helligkeitstemperaturen der entsprechenden Gauß'schen Winkel berechnet.

4 Daten

4.1 Atmosphärenprofile

Als Eingangsparameter für die Strahlungstransportsimulation werden gemessene Atmosphärenprofile aus Radiosondenaufstiegen verwendet. Diese Profile stammen aus zwei unterschiedlichen Zeiträumen. Für die Bestimmung der Radiometerdrift des SSM/I auf DMSP F8 werden Radiosondenaufstiege aus dem Zeitraum Januar bis Dezember 1989 benutzt. Diese Radiosondenaufstiege stammen zum größten Teil von der nördlichen Hemisphäre und wurden auf Ozeanwetter- und Handelsschiffen gemessen. Der gesamte Datensatz umfaßt ca. 10000 Profile, wovon jedoch nur 386 für die Bestimmung der Radiometerdrift verwendet werden können (vgl. Kapitel 5.5). Da zu diesen Profilen keine direkten synoptischen Beobachtungen vorliegen, werden diese den Radiosondenaufstiegen aus einem externen Datensatz zugeordnet, sofern der Abstand weniger als 100 Kilometer und die Zeitdifferenz weniger als 2 Stunden betrug. Konnten keine synoptischen Beobachtungen zugeordnet werden, so werden für die Strahlungstransportsimulationen die Windgeschwindigkeit und Temperatur aus dem Radiosondenprofil (Meeresniveau) benutzt, wobei die Wassertemperatur gleich der Lufttemperatur gesetzt wird.

Der zweite Datensatz wurde während des First GARP (Global Atmospheric Research Program) Global Experiment (FGGE) von April bis Oktober 1979 an Bord von Ozeanwetter- und Forschungsschiffen im Nordatlantik gewonnen. Dieser Datensatz umfaßt ca. 1300 Profile und wird für die Ableitung der Helligkeitstemperaturkorrekturen für Zenitwinkelvariationen benutzt. Dieser zweite Datensatz wird verwendet, da diese Profile in vorherigen Studien am Institut intensiv genutzt wurden und weitgehend fehlerfrei sind. Eine intensive Qualitätskontrolle der ca. 10000 Profile des ersten Datensatzes wurde, mit Ausnahme der Vergleichsaufstiege, bisher nicht durchgeführt.

Die Auflösung der Atmosphärenprofile variiert zwischen 12 und 40 Meßpunkten und umfaßt signifikante Punkte und Hauptdruckniveaus. Es werden nur Pro-

file verwendet, die mindestens eine Höhe von 300 hPa erreicht hatten. Da keine Angaben über den Radiosondentyp vorliegen, können keine individuellen Fehlerabschätzungen der Temperatur- und Feuchtemessungen berechnet werden. Elliott und Gaffen (1991) berichten, daß die US Radiosonden den Genauigkeitsanforderungen der WMO (Nash und Schmidlin, 1987) für die untere Troposphäre (Druck ± 2 hPa, Temperatur ± 0.5 °C, rel. Feuchte ± 5 %) genügen. Probleme gibt es jedoch unter kalten und trockenen Bedingungen, hier beträgt die Standardabweichung des Fehlers der Taupunkttemperatur 5 °C. Schwartz und Doswell III (1991) finden in ihrer Untersuchung einen signifikanten Abfall der Häufigkeit von relativen Feuchten über 95 % für die Troposphäre. Fehler durch solare Einstrahlung, die bei US Radiosonden älteren Typs (vor 1980) auftraten und einen Fehler der relativen Feuchte von mehr als 10 % induzierten (vgl. Ruprecht 1975), sind durch Wechsel des Sensortyps weitgehend behoben. Gleichwohl scheinen auch Radiosonden neueren Typs einen Strahlungsfehler bei Messungen in der Stratosphäre aufzuweisen. Die Fehler der Radiosondenmessungen sind aber nicht nur auf die technische Qualität zurückzuführen; sie können auch durch Kalibrierungs- oder Bedienungsfehler der Radiosondenstation verursacht werden.

Unter Vernachlässigung eines Druck- und Temperaturfehlers der Radiosondenmessung kann der Effekt eines Fehler der relativen Feuchte auf die Helligkeitstemperaturen durch Strahlungstransportrechnungen abgeschätzt werden. Die Differenzen der Helligkeitstemperaturen zwischen Simulationen mit den Originalprofilen und Profilen mit einer modifizierten relativen Feuchte beschreiben den Fehler der Radiosondenmessung in Einheiten des Strahlungstransportes. Der resultierende Fehler der Helligkeitstemperaturen mit einer für alle Profilschichten um 5 % reduzierten relativen Feuchte (Werte < 0 % wurden 0 % gesetzt) ist in Abbildung 4.1 als Funktion des Gesamtwasserdampfgehaltes für die SSM/I Kanäle dargestellt. Die Differenzen der Helligkeitstemperaturen werden durch die Abnahme der absoluten Feuchte, die maßgeblich für die Absorption (bzw. Emission) ist, bestimmt. Die Änderungen der Helligkeitstemperaturen beruhen auf zwei Effekten: mit abnehmender absoluter

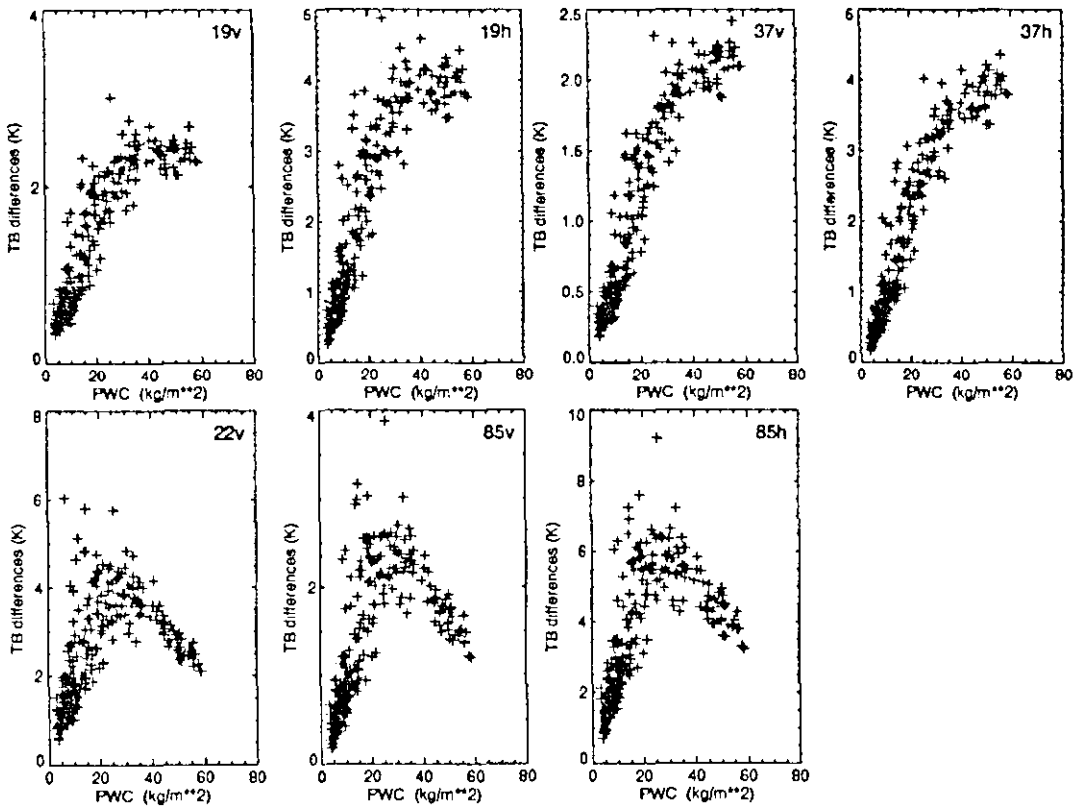


Abbildung 4.1 Helligkeitstemperaturdifferenzen (TB diff.) für SSM/I Frequenzen berechnet aus Simulationen mit original Atmosphärenprofilen minus Simulationen mit einer in jeder Schicht um 5% reduzierten relativen Feuchte als Funktion des originalen Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC).

Feuchte vermindert sich die Emission und die Transmission der Atmosphäre nimmt zu. Die Zunahme der Transmission bewirkt, daß vermehrt Strahlung aus tieferen und wärmeren Schichten den Oberrand der Atmosphäre erreicht und der Abnahme der Strahldichte auf Grund der Emissionsverminderung entgegenwirkt. Bei geringem Gesamtwasserdampfgehalt ist die Transmission der Atmosphäre bereits so groß, daß die Abnahme der Emission überwiegt. Bei hohen Gesamtwasserdampfgehalten wirkt die Zunahme der Transmission der Abnahme der Strahldichte durch die Emission stärker entgegen und führt bei hohen optischen Dicken des 22 und 85 GHz Kanals zu einer Reduzierung der Helligkeitstemperaturänderung. Die Fehler der Helligkeitstemperaturen werden im wesentlichen durch die atmosphärischen Anteile

der Strahldichte (vgl. 5b,c) bestimmt, die Änderung der gesamten Transmission der Atmosphäre ($e^{-\delta_0/\mu}$) ist gering. Da die Ozeanoberflächenreflexion der horizontal polarisierten Kanäle ($\Gamma_h \approx 0.7$) etwa doppelt so hoch ist wie die der vertikal polarisierten ($\Gamma_v \approx 0.35$), sind auf Grund der Reflexion der Atmosphärenstrahlung an der Ozeanoberfläche die Änderungen der horizontal polarisierten Kanäle etwa doppelt so groß, wie die der vertikal polarisierten.

4.2 SSM/I Helligkeitstemperaturen

Die hier verwendeten SSM/I Daten wurden von F. Wentz³ bezogen. Neben den Antennentemperaturen enthalten die Datensätze die Positionen der Pixel, Satellitenbahnparameter und Daten der Kalibrierung an Bord der Satelliten. Die Berechnung der Helligkeitstemperaturen aus den Antennentemperaturen unter Berücksichtigung der Kalibrierungs- und Korrekturkoeffizienten ist ausführlich in Wentz (1991) beschrieben. Für die Helligkeitstemperaturen des DMSP F8 werden die von Wentz vorgeschlagen Korrekturen bezüglich der Pixelposition im Scan angewendet. Außerdem wird die geographischen Position der Pixel um 15 km 'along track' korrigiert. Die Genauigkeit der Position soll besser als 10 km sein. Entsprechende Korrekturen können auf die Daten der DMSP F10 und F11 Satelliten nicht angewendet werden, da keine Korrekturkoeffizienten vorliegen.

Vorhandene Fehler in den Datensätzen, z. B. auf Grund falscher Koeffizienten der Kalibrierung an Bord der Satelliten oder falscher Positionsangaben, erforderten eine intensive Qualitätskontrolle. Hierfür wurden die Helligkeitstemperaturen als Bild dargestellt und visuell überprüft. Offensichtlich fehlerhafte Messungen wurden aus den Datensätzen entfernt.

Für die Analyse der Radiometerdrift werden die Helligkeitstemperaturen des SSM/I auf DMSP F8 von 1989 verwendet, da nur für diesen Zeitraum genügend Radiosondenmessungen für einen Vergleich vorliegen. Die Messungen der Radiometer

³Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California, USA

von den Satelliten DMSP F10 und F11 (Juni 1992) werden für die Untersuchung des Effektes der Zenitwinkelvariation genutzt. Die Schwankungen des Zenitwinkels des DMSP F10 Radiometers ist im Vergleich zu den anderen SSM/I Radiometern besonders groß. Der Zenitwinkel der DMSP F11 Messungen ist systematisch höher, als der der DMSP F8 und F10 Satelliten.

5 Radiometerdrift

Die Verwendung der SSM/I Daten für eine Analyse von Klimaänderungen erfordert eine hohe Genauigkeit der Messungen. Insbesondere muß eine zeitliche Variation eines Radiometerfehlers berücksichtigt werden, da diese sonst als Klimasignal fehlinterpretiert werden kann. Da eine absolute Kalibrierung des Radiometers an Bord des Satelliten nicht möglich ist, müssen die vom Satelliten gemessenen Helligkeitstemperaturen mit unabhängigen Meßdaten verglichen werden. Die Auswahl dieser Daten und die anzuwendende Vergleichsmethodik ist jedoch von verschiedenen Bedingungen abhängig. Direkte Vergleichsmessungen mit einem zweiten Radiometer vom Flugzeug sind sehr kostenintensiv und daher nur zeitlich und räumlich begrenzt möglich. Bei einem indirekten Vergleich gemessener Helligkeitstemperaturen mit Ergebnissen von Strahlungstransportsimulationen kann auf operationell gewonnene Daten zurückgegriffen werden, die als Eingangsparameter für das Strahlungstransportmodell dienen.

5.1 Kalibrierungsverfahren

In Studien verschiedener Autoren wurden unterschiedliche Verfahren zur Bestimmung eines Radiometerfehlers des SSM/I auf DMSP F8 angewendet, die im folgenden dargestellt und diskutiert werden sollen. Eine zeitliche Variation des Radiometerfehlers wurde von ihnen jedoch nicht untersucht.

Die direkteste Methode besteht aus gleichzeitigen Messungen mit einem zweiten Radiometer von einem Flugzeug. Das auf dem Flugzeug installierte Radiometer kann mit hoher Genauigkeit kalibriert werden, und der Vergleich der beiden Radiometermessungen erlaubt eine absolute Kalibrierung des satellitengetragenen Radiometers. Auf Grund der hohen Kosten und des technischen Aufwands ist eine operationelle Anwendung dieser Methode jedoch nicht möglich. Von Juni 1987 bis Oktober 1988 wurden 12 Vergleichsmessungen dieser Art vom DMSP SSM/I Cal/Val Team durchgeführt (Hollinger 1989). Die Messungen zeigten mittlere Differenzen im Bereich von 2 bis 6 Kelvin in Abhängigkeit vom SSM/I Kanal (vgl. Tab. 5.1). Die

Unsicherheiten bei diesem Vergleich liegen in der unterschiedlichen Auflösung der beiden Radiometer (1.5 km für die Flugzeugmessung) und den zeitlichen Differenzen der Messungen (± 45 Minuten). Allerdings werden Fehler durch Strahlungstransportsimulationen und deren Eingangsparameter vermieden.

Eine andere Methode ist der Vergleich von Satellitenmessungen mit Ergebnissen von Strahlungstransportsimulationen auf der Basis von Analysendaten von Wettervorhersagemodellen. Der Vorteil der Verwendung von Modellanalysen liegt in der relativ hohen Anzahl der Vergleichsdaten. Die Genauigkeit dieser Methode ist jedoch von den Eigenschaften des Modells abhängig. Systematische Fehler auf Grund der horizontalen und vertikalen Auflösung, sowie der verwendeten Parametrisierungen, müssen berücksichtigt werden. Weitere Fehlerquellen sind die Eingangsdaten des Modells und Fehler der Strahlungstransportsimulationen. Einen Vergleich von SMMR und SSM/I Messungen mit Simulationen auf der Basis von Analysen des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) Modells machten Lojou et al. (1994). Die für den SSM/I Vergleich verwendeten Daten stammen vom August 1987. Die von ihnen gefundenen Differenzen der Helligkeitstemperaturen für das SSM/I Radiometer sind abhängig von den Helligkeitstemperaturen selbst. Die mittleren Differenzen reichen von etwa 2 K für den 19 GHz horizontal polarisierten und bis -4 K für den 37 GHz horizontal polarisierten Kanal (vgl. Tab. 5.1). Für die 37 GHz Kanäle konnte jedoch ein Einfluß von Wolken nicht ausgeschlossen werden.

Die Verwendung von Atmosphärenprofilen aus Radiosondenmessungen hat allgemein den Vorteil der höheren vertikalen Auflösung gegenüber denen eines Vorhersagemodells. Weiterhin sind die Messungen nicht durch eine Datenassimilation modifiziert. Das Radiosondenprofil beschreibt jedoch eine Punktmessung, während die SSM/I Messungen ein Flächenmittel darstellen. Die Differenz zwischen simulierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen enthält neben dem Radiometerfehler, auch die Fehler des Strahlungstransportmodells und der Radiosondenmessung. Die Genauigkeit dieser Methode wird im wesentlichen durch die Qualität der Radio-

Tabelle 5.1 Mittlere Helligkeitstemperaturdifferenzen in Kelvin für das SSM/I auf DMSP F8 (Satellitenmessung minus Vergleichsdaten) verschiedener Kalibrierungsverfahren (siehe Text).

	SSM/I Simulator	ECMWF Modell	Radiosondenmessungen
	Jun. 87 - -Okt. 88	Aug. 87	Okt. 89
Kanal	(Hollinger 1989)	(Lojou et al. 1994)	(Simmer 1994)
19 v	-4.2 \pm 1.1	-1.43	3.3
19 h	-2.1 \pm 1.7	1.95	2.7
22 v	-4.1 \pm 1.2	-1.58	2.3
37 v	-5.5 \pm 2.2	-1.95	-1.8
37 h	-6.4 \pm 3.8	-4.32	-0.9
85 v	3.0 \pm 2.6	—	—
85 h	-2.0 \pm 4.6	—	5.4

sondenmessungen bestimmt. Simmer (1994) berechnete aus Radiosondenaufstiegen über der Nordsee vom Oktober 1989 Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen im Bereich von 3 bis -2 Kelvin (vgl. Tab. 5.1).

Die unterschiedlichen Helligkeitstemperaturendifferenzen dieser Studien machen die Unsicherheit für die Radiometerkalibrierung deutlich. Die um bis zu 7.5 K voneinander abweichenden Ergebnisse sind zum Teil auf die verschiedenen Verfahren zurückzuführen. So führt die Verwendung unterschiedlicher Gasabsorptionsmodelle für die Strahlungstransportrechnungen zu Differenzen der Simulationsrechnungen von mehreren Kelvin (Simmer 1994). Auf Grund der möglichen Fehlerursachen, die im folgenden diskutiert werden sollen, kann eine zeitliche Änderung des Radiometerfehlers nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden.

5.2 Mögliche Fehlerursachen

Die durch die Betriebsweise des Radiometers bedingten Fehlerursachen wurden bereits im Abschnitt 2.2 skizziert. So können Änderungen der Reflektivität der Pa-

radolantennen oder der Emissivität des geheizten Eichkörpers zum Beispiel durch Ablagerungen von Staub verursacht werden. Da die Kalibrierung an Bord des Satelliten solche Änderungen nicht berücksichtigt, wäre ein sich mit der Zeit ändernder systematischer Fehler die Folge.

Eine andere Fehlerquelle ist die solare Einstrahlung am Satelliten. Crewell et al. (1991) zeigten, daß die Messungen des Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) auf Nimbus 7 einen systematischen Fehler von bis zu 4 Kelvin zwischen Tages- und Nachtüberflügen aufweisen. Dieser Fehler wurde wahrscheinlich durch die wechselnde solare Aufheizung des Radiometers verursacht. Ein Fehler auf Grund einer solaren Erwärmung sollte bei den SSM/I Radiometern auf den Satelliten DMSP F8 und F11 keinen Tagesgang aufweisen, da beide Satelliten in der Dämmerungszone fliegen. Messungen des Radiometers auf DMSP F10 könnten jedoch Differenzen zwischen auf- und absteigenden Überflüge beinhalten, da dieser Satellit nicht in der Dämmerungszone fliegt.

Die solare Einstrahlung variiert aber auch während eines Jahres. So erforderte die solar induzierte Erwärmung der Radiometerkomponenten im Dezember 1987 ein Abschalten des SSM/I auf DMSP F8 (vgl. Kapitel 2.3). Trotz der Abschattung des Radiometers durch die Solarkollektoren war in den Wintermonaten der Folgejahre die Temperaturzunahme der einzelnen Komponenten des Radiometers gleich hoch wie im Dezember 1987 (Wentz 1991). Eine damit verbundene zeitliche Änderung des Radiometerfehlers wurde jedoch nicht untersucht. In Abbildung 5.1 ist der Jahresgang des Sonnenzenitwinkels und die Dauer der Bestrahlung in % der Umlaufperiode für den DMSP F8 Satelliten dargestellt. Die Zunahme des Einstrahlungswinkels im Dezember bewirkte, trotz der Abnahme der Sonnenscheindauer um 15 %, die Aufheizung des Radiometers. Der Anstieg des Sonnenzenitwinkels in den Monaten Mai bis Juni und die damit verbundene Erwärmung des Radiometers kann einen Meßfehler verursachen. Eine entsprechende Erhöhung der rauschäquivalenten Temperatur (siehe Tabelle 2.2), wie in den Wintermonaten, ist jedoch nicht vorhanden.

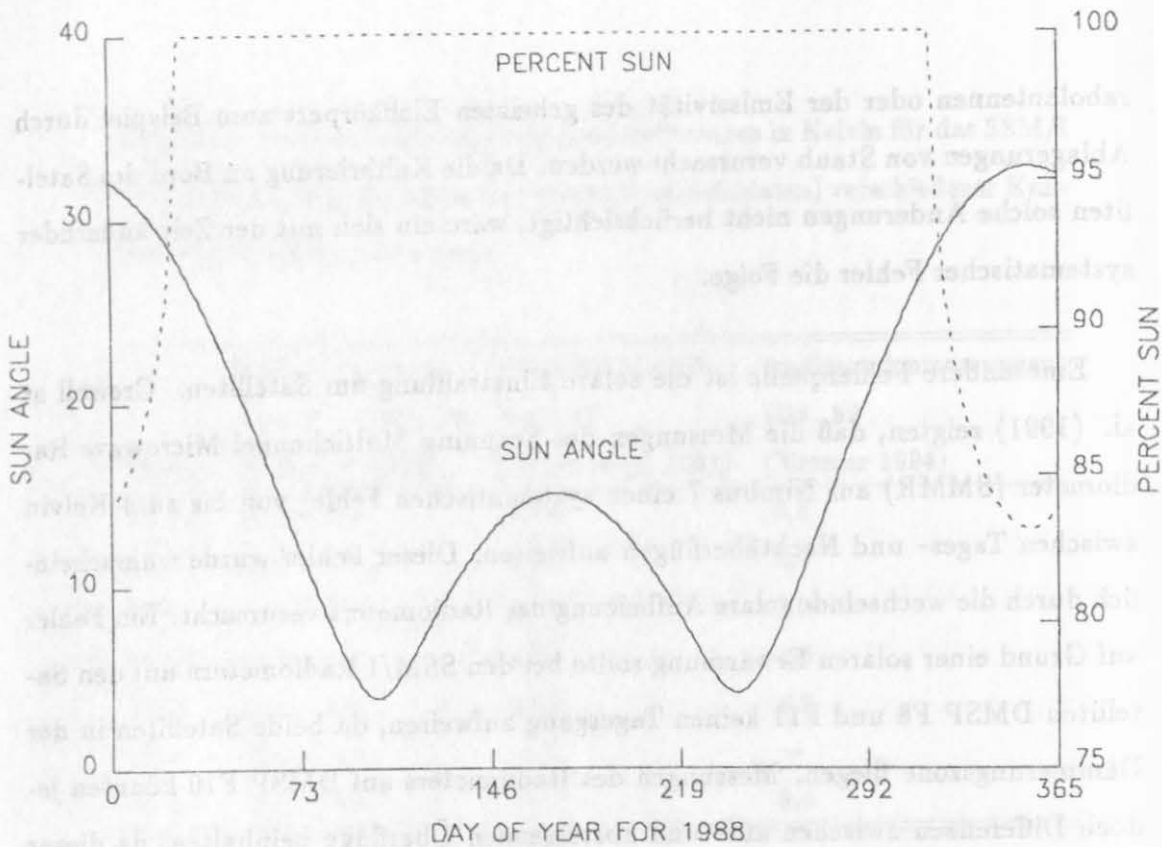


Abbildung 5.1 Jahresgang des Sonnenzenitwinkels (durchgezogen) und der Sonnenscheindauer in % der Umlaufperiode (gestrichelt) des DMSP F8 für 1988 (aus Hollinger 1989).

5.3 Angewandte Methode

Für eine exakte Bestimmung einer Drift benötigt man Radiometermessungen, bei denen der Zustand der Atmosphäre und der Oberfläche zeitlich konstant ist, so daß zeitliche Differenzen der Satellitenmessungen die 'wahre' Radiometerdrift beschreiben. Solche idealen Bedingungen existieren nicht, und die Abschätzung einer Radiometerdrift muß aus Messungen erfolgen, bei denen die Variationen der Atmosphäre und der Oberfläche mit Strahlungstransportsimulationen berücksichtigt werden können. Unter der Annahme, daß das Strahlungstransportmodell keine systematischen Fehler in Abhängigkeit vom Zustand der Atmosphäre und des Ozeans aufweist, geben zeitliche Änderungen der Differenzen zwischen gemessenen und simulierten Helligkeitstemperaturen dann die Drift des Radiometers an. Für einen solchen Vergleich kommen nur Messungen über Ozeanen in Betracht, da dort wech-

selnde Zustände der Atmosphäre und der Oberfläche hinreichend genau durch Strahlungstransportsimulationen berücksichtigt werden können. Die Reflexion von Landoberflächen ist von sehr vielen Parametern abhängig, die, wenn sie auch theoretisch berücksichtigt werden könnten, nicht erfaßt werden oder räumlich zu inhomogen verteilt sind.

Auf Grund der möglichen Fehler durch die solare Einstrahlung sollten die Zeitreihen der Vergleichsbeobachtungen mindestens ein Jahr überdecken. Entsprechend lange Zeitreihen sind jedoch nur aus Radiosondenmessungen oder Analysen von Vorhersagemodellen abzuleiten. Neben dem Vorteil der höheren vertikalen Auflösung, entfällt für die Radiosondenmessungen ein zusätzlicher Fehler des Vorhersagemodells. Deshalb werden in dieser Arbeit Profile der Lufttemperatur und relativen Feuchte, sowie die Windgeschwindigkeit an der Ozeanoberfläche, aus Radiosondenmessungen als Eingangsparameter für das Strahlungstransportmodell benutzt. Die von dem Modell berechneten Helligkeitstemperaturen werden dann mit denen vom Satelliten gemessenen verglichen. Die Variation des Zenitwinkels (vgl. 6.1) wurde bei der Strahlungstransportsimulation berücksichtigt.

5.4 Auswahlkriterien für Vergleichsbeobachtungen

Für eine genaue Bestimmung der Radiometerdrift ist eine sorgfältige Auswahl der Vergleichsmessungen erforderlich. Neben einer zeitlichen und räumlichen Übereinstimmung der Beobachtungen ist es notwendig, die Messungen mit Bewölkung auszuschließen. Der Einfluß der Wolken auf die Helligkeitstemperaturen ist von den mikrophysikalischen Größen, wie z. B. der Flüssigwasserdichte und Tropfengrößenverteilung, und auf Grund der Radiometerauflösung auch vom Bedeckungsgrad im Satellitenpixel abhängig. Da diese Größen nicht bekannt sind, muß der Vergleich auf wolkenfreie Messungen beschränkt werden.

Diese Studie untersucht die Radiometerdrift des SSM/I auf DMSP F8 für den Zeitraum von Januar bis Dezember 1989. Ein vollständiger jährlicher Zyklus der Solarstrahlung ist somit im Untersuchungszeitraum enthalten. Um eine Vergleich-

barkeit der Satelliten- und Radiosondenmessung zu gewährleisten, werden die Vergleichsbeobachtungen nach bestimmten Kriterien ausgewählt. So beträgt der Abstand zwischen dem Startpunkt des Aufstiegs und dem Zentrum des Satellitenpixels höchstens 30 km mit einer maximalen Zeitdifferenz von ± 2 Stunden. Bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s entspricht das Raum-Zeitfenster einer Luftmassenverlagerung von etwa 70 km. Um Fehler durch horizontale Advektion von Wasserdampf und Wolken, bzw. durch eine Änderung der Windgeschwindigkeit zu reduzieren, wird die horizontale Homogenität des Meßgebietes geprüft. Als Maß für die Inhomogenität wird die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum der 37 GHz vertikal polarisierten Helligkeitstemperaturen der 25 nächsten Pixel zum Startpunkt der Radiosonde benutzt. Diese 25 Pixel umfassen etwa einen Radius von 70 km, was dem gewählten Raum-Zeitfenster entspricht.

Abbildung 5.2 zeigt die Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen Satellitenmessung und Strahlungstransportsimulation als Funktion der 37 GHz Maximum-Minimum Differenz der 25 umliegenden Pixel für März und September 1989. Mit zunehmender Inhomogenität nimmt tendenziell die mittlere Helligkeitstemperaturdifferenz zwischen der Satellitenmessung und Simulation zu und führt zu einer systematischen Erhöhung des Mittelwertes. Weiterhin ist eine Zunahme der Helligkeitstemperaturdifferenzen um etwa 2 K von März auf September zu erkennen. Für den Ausschluß von Beobachtungen mit inhomogenen Umfeld wird ein Schwellwert der Maximum-Minimum Differenz von 10 K benutzt. Diese Inhomogenitätsprüfung schließt zwar Messungen mit extrem unterschiedlicher Bewölkung im Umkreis von etwa 70 km aus, jedoch nicht generell das Vorhandensein von Wolken. So sind wahrscheinlich die Beobachtungen mit größeren Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen Satellitenmessung und Simulation durch teilweise vorhandene Bewölkung verfälscht, da Flüssigwasser zu einer Erhöhung der Helligkeitstemperaturen führt.

Die synoptischen Wolkenbeobachtungen zu den Radiosondenaufstiegen erwiesen sich für den Ausschluß von bewölkten Situationen als unbrauchbar, da entweder gar keine Beobachtungen vorlagen oder sich offensichtlich die Bewölkungssitua-

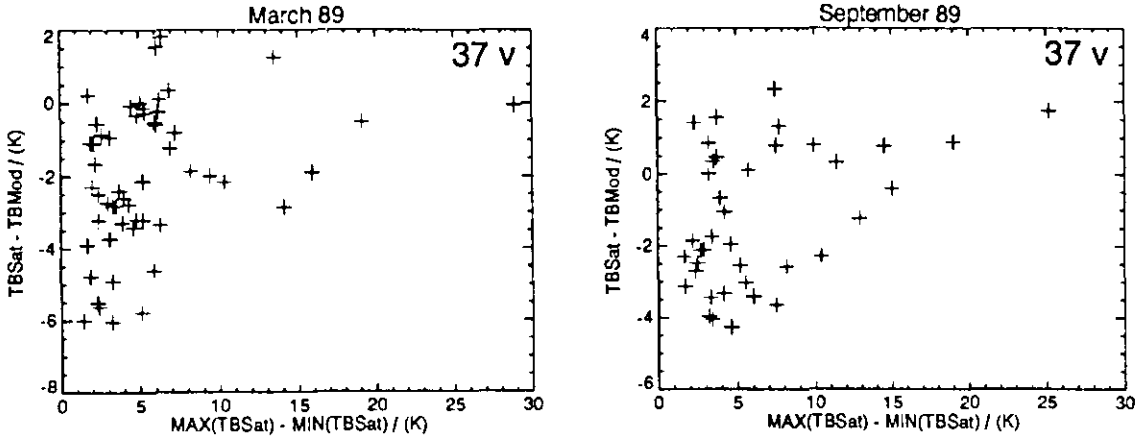


Abbildung 5.2 Helligkeitstemperaturdifferenzen für 37 GHz vertikal polarisiert (Satellitenmessung minus Simulation) als Funktion der maximalen Differenz zwischen zwei Satellitenmessungen der 25 nächsten Pixel zum Radiosondenstartpunkt für März und September 1989.

tion während des Zeitraums zwischen Überflug und Radiosondenaufstieg zu stark veränderte. Der Ausschluß von Beobachtungen mit Wolken muß deshalb aus den Radiosondenprofilen und SSM/I Messungen erfolgen. Für die Erkennung von Wolken werden zwei weitere Kriterien geprüft :

- modifizierter adiabatischer Flüssigwassergehalt des Radiosondenprofils
- und der Flüssigwassergehalt aus SSM/I Messungen.

Läßt sich aus dem Radiosondenprofil ein modifizierter adiabtischer Flüssigwassergehalt (vgl. Kapitel 3.2) ableiten ($> 0.0 \text{ kg/m}^2$), so wird die Messung nicht verwendet. Dieser Flüssigwassergehalt weist allerdings nur auf eine tendenziell vorhandene Bewölkung hin; der tatsächliche Flüssigwassergehalt im Satellitenpixel ist im wesentlichen durch den Bedeckungsgrad bestimmt. Außerdem muß bei teilweiser Bedeckung die Radiosonde die Wolke nicht durchquert haben. Für die Abschätzung des Wolkenwassergehaltes aus den Satellitenmessungen wird ein Flüssigwasseralgorithmus von Karstens (1994) angewendet (siehe Anhang B), für den eine Genauigkeit von 30 g/m^2 angegeben wird. Beobachtungen mit einem Flüssigwassergehalt größer

30 g/m² werden ebenfalls von dem Vergleich ausgeschlossen. Diese Abschätzung schließt zwar das Vorhandensein von Wolken nicht vollkommen aus, der Effekt auf die am Satelliten gemessene Strahldichte wird jedoch sehr klein sein, andernfalls würde der Algorithmus Flüssigwasser berechnen.

5.5 Vergleichsbeobachtungen

An Hand der oben definierten Kriterien wurden 368 Vergleichsbeobachtungen ausgewählt. Diese liegen auf Grund des Zeitfensters von ± 2 Stunden und der lokalen Überflugzeit des Satelliten um 6:15 und 18:15 LST in bestimmten Gebieten, da die Radiosondenaufstiege im wesentlichen zu den festen Beobachtungsterminen (0, 6, 12, und 18 UT) durchgeführt wurden (Abb. 5.3). Eine Häufung der Aufstiege findet man im Nordatlantik, besonders an den Positionen der Ozeanwetterschiffe LIMA (57°N, 10°W) und MIKE (66°N, 2°E) mit 38 bzw. 105 Beobachtungen. Vergleichsdaten aus tropischen und subtropischen Regionen sind deutlich unterrepräsentiert; Radiosondenmessungen von der Südhemisphäre liegen nur vereinzelt vor. Die geographische Verteilung der Radiosondenaufstiege ist für die einzelnen Monate unterschiedlich, so wurden die Messungen auf der Südhemisphäre hauptsächlich während der Monate März, November und Dezember durchgeführt. Die mittlere Anzahl der Beobachtungen pro Monat liegt bei 30 Werten, variiert aber von 9 im August bis 49 im Dezember.

Die Helligkeitstemperaturdifferenzen (Satellitenmessung minus Simulation) der SSM/I Kanäle weisen eine unterschiedliche Variationsbreite von etwa 10 K (19 GHz) bis etwa 30 K (85 GHz) in Abhängigkeit von der Frequenz und Polarisation auf (Abb. 5.4). Die hohe Streuung des 85 GHz horizontal polarisierten Kanals zeigt den Einfluß des zunehmenden Radiometerrauschens für diesen Kanal (vgl. Kap. 2.3). Eine Ursache für die größere Varianz der horizontal polarisierten Kanäle (19 und 37 GHz), gegenüber den vertikal polarisierten, kann eine fehlerhafte Windschwindigkeit, bzw. Parametrisierung der Ozeanoberflächenrauigkeit, sein. Die größeren Reflexionskoeffizienten der horizontal polarisierten Strahlung führen dann zu größeren Fehlern. Die Rauigkeit der Ozeanoberfläche wird jedoch nicht nur



Abbildung 5.3 Geographische Verteilung der für Vergleichsbeobachtungen genutzten Radiosondenprofile im Zeitraum Januar bis Dezember 1989.

durch die Windgeschwindigkeit selbst bestimmt, sondern sie ist auch von der Persistenz der Windgeschwindigkeit und -richtung abhängig. Entsprechendes gilt auch für die Schaumbedeckung, die ebenfalls von der Stabilität der Grenzschicht (Turbulenz) und der Ozeanoberflächentemperatur bestimmt wird (Monahan und O' Muircheartaigh 1986). Der Einfluß der Stabilität kann jedoch nicht berücksichtigt werden, da die Grenzschicht in den Radiosondenprofilen nicht aufgelöst wird. Fehler der relativen Feuchte im Atmosphärenprofil (vgl. Abb. 4.1) können die größere Varianz der

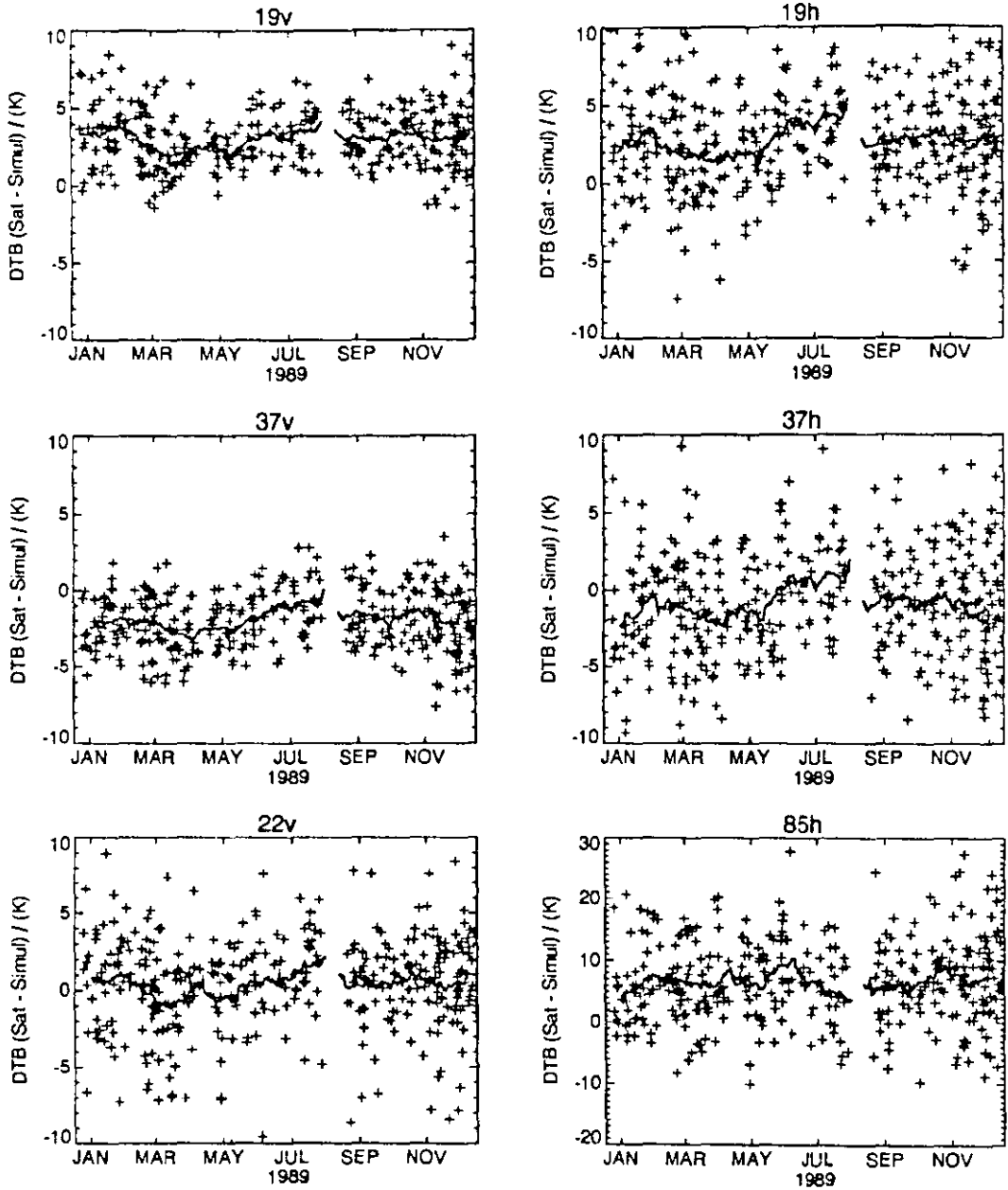


Abbildung 5.4 Helligkeitstemperaturdifferenzen (Messung minus Simulation) der SSM/I Kanäle (ohne 85 GHz v) für 1989. Die ausgezogene Linie beschreibt das gleitende 30-Tage Mittel.

horizontal polarisierten Kanäle ebenfalls erklären, sie müßten aber 10% (absolut) und mehr betragen, was jedoch nicht wahrscheinlich ist. Insgesamt betrachtet, sind vermutlich beide Ursachen, fehlerhafte Reflexion an der Ozeanoberfläche und relative Feuchte der Atmosphäre, für die höheren Varianzen der horizontal polarisierten

Kanäle verantwortlich.

Die etwa doppelt so hohe Variation für den 22 GHz Kanal gegenüber den 19 und 37 GHz vertikal polarisierten Kanälen kann durch nicht erkannte Bewölkung in den Satellitenmessungen verursacht werden. Auf Grund der unterschiedlichen räumlichen Auflösungen der einzelnen Frequenzen (siehe Tab. 2.1) ist es möglich, das Wolken am Rand der 22 GHz Pixel vorhanden sind, jedoch nicht im Meßbereich des 37 GHz Kanals. Zwar ist das Pixel der 19 GHz Messung größer als für 22 GHz, die Sensitivität gegenüber dem Flüssigwasser ist jedoch geringer.

Insgesamt ist die Variationsbreite für alle Kanäle während des Jahres etwa gleichbleibend. Das 30-Tage Mittel der Helligkeitstemperaturdifferenzen (durchgezogene Linie in Abb. 5.4) zeigt jedoch Schwankungen von mehreren Kelvin. Insbesondere kann die Zunahme in den Monaten Juni bis August, mit Ausnahme des 85 GHz Kanals, auf Grund einer Erwärmung durch die zunehmende solare Einstrahlung (vgl. Abb.5.1) auf eine Radiometerdrift hindeuten. Die Änderungen der mittleren Helligkeitstemperaturdifferenzen können aber auch durch systematische Fehler der Strahlungstransportsimulation verursacht sein. Sind diese mit dem Gesamtwasserdampfgehalt, bzw. der Windgeschwindigkeit korreliert, so täuschen die Änderungen der meteorologischen Parameter eine Radiometerdrift vor. Die Häufung der Beobachtungen im Nordatlantik führt zu einer zeitlichen Änderung des mittleren Gesamtwasserdampfgehaltes und der mittleren Windgeschwindigkeit (Abb. 5.5). Während der Sommermonate (Nordhemisphäre) nimmt der mittlere Gesamtwasserdampfgehalt zu und die Windgeschwindigkeit ab. Gesamtwasserdampfgehalte bis 60 kg/m^2 werden in allen Monaten erreicht, maximale Windgeschwindigkeiten mit bis zu 23 m/s treten jedoch nur in den Wintermonaten auf. Die zeitlichen Änderungen der Helligkeitstemperaturdifferenzen könnten somit auch durch systematische Fehler der Strahlungstransportsimulation verursacht werden. Die Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Parametern und den Helligkeitstemperaturdifferenzen sollen im nächsten Abschnitt detailliert untersucht werden.

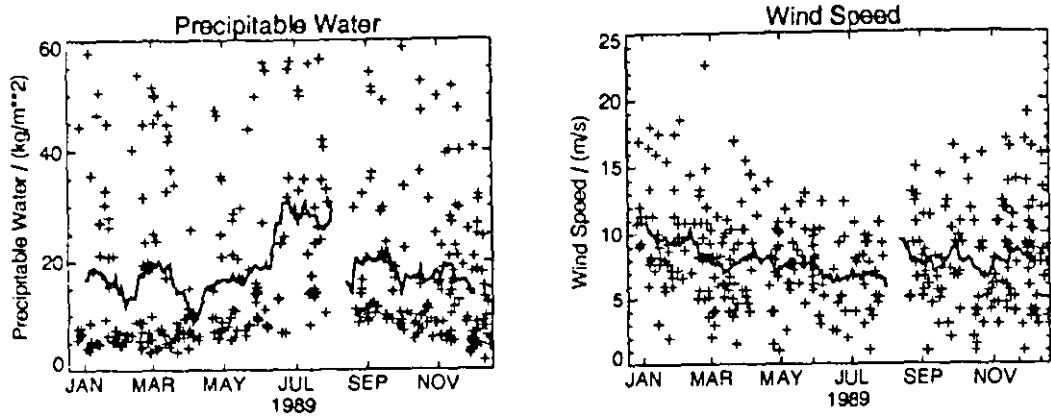


Abbildung 5.5 Gesamtwasserdampfgehalt und Geschwindigkeit des bodennahen Windes aus Radiosondenmessungen für 1989. Die ausgezogene Linie beschreibt das gleitende 30-Tage Mittel.

5.6 Fehler der Strahlungstransportrechnung

Prinzipiell ist die Helligkeitstemperaturdifferenz aus der Satellitenmessung und der Strahlungstransportsimulation die Summe aus einem Radiometerfehler, einem Modellfehler und einem Beobachtungsfehler der Radiosondenmessung. Unter der Annahme, daß die Beobachtungsfehler zufällig und zeitlich unabhängig sind, können sie keinen systematischen Fehler bewirken. Die Radiometerfehler können einer zeitlichen Variation unterliegen, sind aber unabhängig von den atmosphärischen Bedingungen. Die Fehler der Strahlungstransportsimulation, zum Beispiel verursacht durch eine fehlerhafte Parametrisierung der Gasabsorption bzw. Oberflächenreflexion, können auf Grund der Jahresgänge des Gesamtwasserdampfgehaltes und der Windgeschwindigkeit von der Zeit abhängig sein. Diese Variationen der meteorologischen Parameter kann somit eine zeitliche Änderung des Radiometerfehlers vortäuschen oder verdecken. Andererseits kann ein Fehler der Strahlungstransportsimulation vorgetäuscht werden, wenn eine vorhandene Drift des Radiometerfehlers mit den Jahresgängen der meteorologischen Parameter korreliert ist. Dies kann in den Monaten Juni bis August der Fall sein, wenn durch die Zunahme des Sonnenzenitwinkels eine Erwärmung den Radiometerfehler verändern könnte und der mittlere Gesamtwasserdampfgehalt in den Beobachtungen zunimmt.

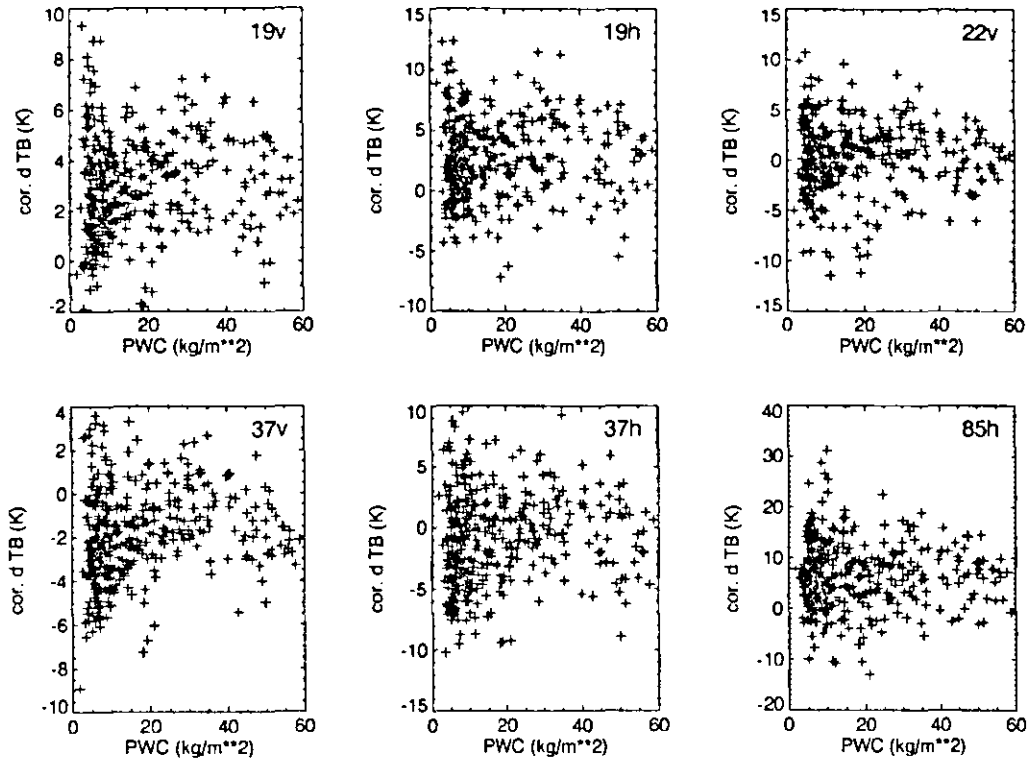


Abbildung 5.6 Helligkeitstemperaturdifferenzen (dTB) (Satellitenmessung minus Simulation) der SSM/I Kanäle (ohne 85 GHz v) als Funktion des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC).

In Abbildung 5.6 sind die Differenzen der Helligkeitstemperaturen als Funktion des Gesamtwasserdampfgehaltes, berechnet aus den Radiosondenaufstiegen, dargestellt. Die Differenzen des 37 GHz vertikal polarisierten Kanals zeigen eine deutliche Zunahme um etwa 2 Kelvin zu höheren Gesamtwasserdampferten. Die Temperaturdifferenzen der 19 GHz und 22 GHz vertikal polarisierten Kanäle, sowie besonders die des 85 GHz horizontal polarisierten Kanals, nehmen dagegen mit zunehmenden Gesamtwasserdampfgehalt ab. Die Ursache hierfür können Beobachtungsfehler oder eine fehlerhafte Parametrisierung der Wasserdampfabsorption sein. Ein systematischer Fehler der Radiosondenbeobachtungen hätte den gleichen Effekt wie eine falsche Parametrisierung. Zum Beispiel erhöht eine zu geringe Feuchte in der oberen Troposphäre die Helligkeitstemperaturdifferenzen in Abhängigkeit vom Gesamtwas-

serdampfgehalt (vgl. Abb. 4.1). Ein solcher Fehler scheint aber nicht vorhanden oder sehr klein zu sein, da die Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen vom Gesamtwasserdampfgehalt für die SSM/I Kanäle unterschiedlich ist. Eine, wenn auch geringe, Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturdifferenzen mit der Windgeschwindigkeit ist für alle SSM/I Kanäle vorhanden (Abb. 5.7). Die Zuordnung dieser Fehler zu den meteorologischen Parametern ist jedoch nicht eindeutig und abhängig vom SSM/I Kanal. Die größten Abweichungen von den mittleren Differenzen treten bei hohen, bzw. niedrigen Windgeschwindigkeiten auf. Diese Fälle sind jedoch auch mit extremen Gesamtwasserdampfgehalten verbunden: hohe Windgeschwindigkeiten treten bei geringen Gesamtwasserdampfgehalten und umgekehrt auf.

Die in den Abbildungen 5.6 und 5.7 dargestellten Abhängigkeiten der Helligkeitstemperaturdifferenzen von den meteorologischen Parametern können jedoch durch einen sich zeitlich ändernden Radiometerfehler verfälscht sein, wenn dieser mit den Parametern korreliert ist. Bei einer Klassifizierung der Beobachtungen in verschiedene Teilbereiche für den Gesamtwasserdampfgehalt und der Windgeschwindigkeit wird der Jahresgang der meteorologischen Parameter für die einzelnen Teilbereiche reduziert. Ein Fehler der Strahlungstransportsimulation ist dann durch unterschiedliche Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen den einzelnen Klassen gekennzeichnet. Ein Jahresgang des Radiometerfehlers wäre wegen der reduzierten Unabhängigkeit von den meteorologischen Parametern für alle Teilbereiche nahezu identisch.

Für die Teilbereichsanalyse werden die Beobachtungen nach den Gesamtwasserdampfbereichen $\leq 10 \text{ kg/m}^2$, $10 - 20 \text{ kg/m}^2$, und $> 20 \text{ kg/m}^2$ und nach der Windgeschwindigkeit mit $\leq 10 \text{ m/s}$ und $> 10 \text{ m/s}$ gruppiert. In den beiden Klassen mit einem Gesamtwasserdampfgehalt größer 10 kg/m^2 und einer Windgeschwindigkeit größer 10 m/s sind nur 16, bzw. 13 Beobachtungen enthalten und werden nicht weiter betrachtet. Die in Abbildung 5.8 dargestellten Zeitreihen der Helligkeitstemperaturdifferenzen der einzelnen Klassen zeigen eine Zunahme der mittleren Differenzen für 37 GHz mit zunehmenden Gesamtwasserdampfgehalt bei gleicher Windgeschwindigkeit (vgl. Tab. 5.2). Die Temperaturdifferenzen des 22 GHz und des 85 GHz

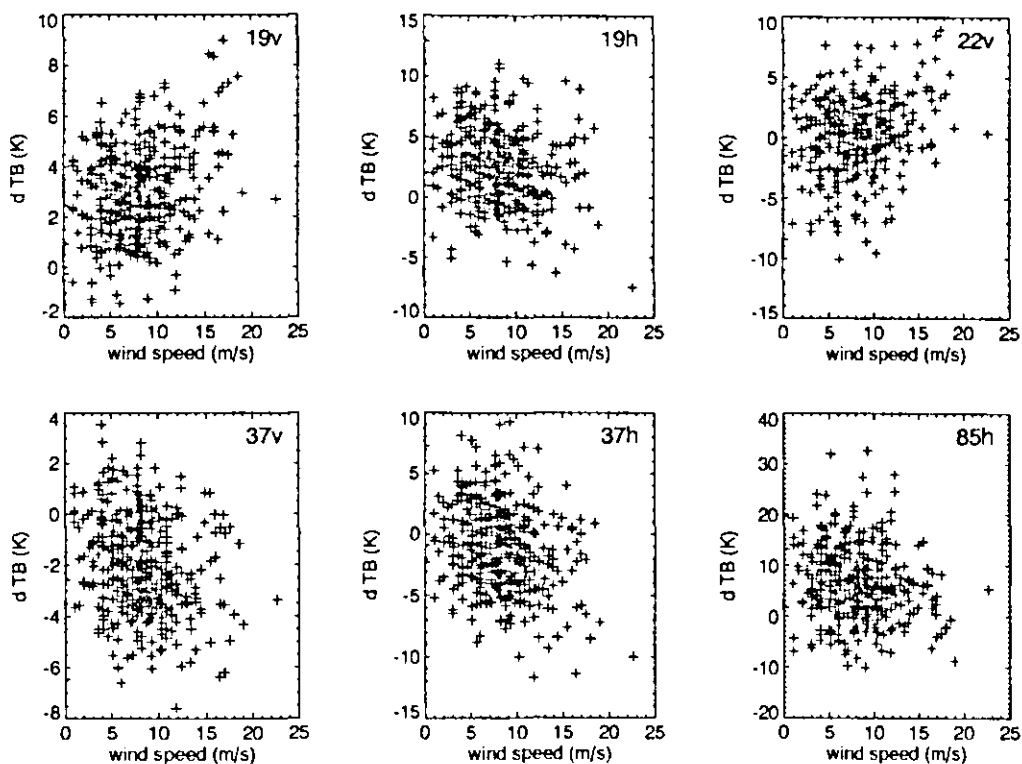


Abbildung 5.7 Helligkeitstemperaturdifferenzen (dTB) (Satellitenmessung minus Simulation) der SSM/I Kanäle (ohne 85 GHz v) als Funktion der Geschwindigkeit des bodennahen Windes.

Kanals nehmen mit höherem Gesamtwasserdampfgehalt ab. Die mittleren Helligkeitstemperaturdifferenzen der vertikal polarisierten Kanäle nehmen mit höheren Windgeschwindigkeiten zu, die der horizontal polarisierten Kanäle ab. Die Unterschiede in den Temperaturdifferenzen zwischen den einzelnen Klassen sind größer als eine jahreszeitliche Änderung innerhalb der einzelnen Klassen. Somit sind die systematischen Abhängigkeiten der Differenzen von den meteorologischen Parametern primär durch eine fehlerhafte Parametrisierung begründet. Eine Korrektur ist somit notwendig, um die Fehler des Strahlungstranportmodells zu berücksichtigen.

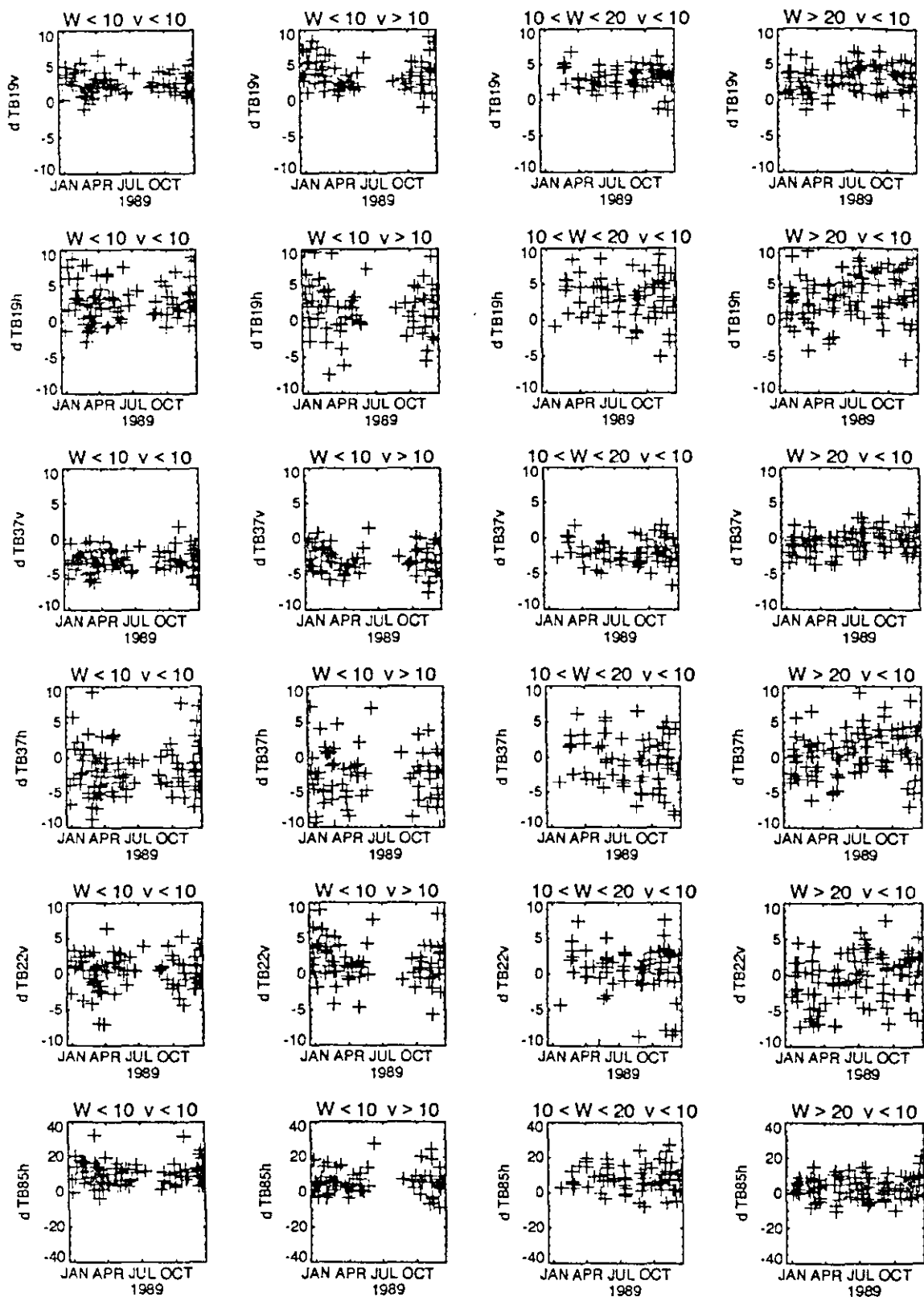


Abbildung 5.8 Zeitreihen der Helligkeitstemperaturdifferenzen (dTB) (Satellitenmessung minus Simulation) der SSM/I Kanäle (ohne 85 GHz v) eingeteilt in Klassen nach dem Gesamtwasserdampfgehalt (W) und der Windgeschwindigkeit (v).

Tabelle 5.2 Jahresmittelwerte ($\overline{\Delta TB}$) und Standardabweichungen (σ) der Helligkeitstemperaturdifferenzen in Kelvin gruppiert nach dem Gesamtwasserdampfgehalt (PWC) (kg/m^2) und der Windgeschwindigkeit (v) (m/s).

Kanal	PWC ≤ 10		PWC ≤ 10		10C < PW ≤ 20		PWC > 20		alle	
	$v \leq 10$		$v > 10$		$v \leq 10$		$v \leq 10$		Beobachtungen	
	$\overline{\Delta TB}$	σ	$\overline{\Delta TB}$	σ	$\overline{\Delta TB}$	σ	$\overline{\Delta TB}$	σ	$\overline{\Delta TB}$	σ
19 v	2.4	1.5	3.8	2.1	3.0	1.6	2.9	1.8	3.0	1.8
19 h	2.7	2.8	1.7	3.5	3.1	2.9	3.4	3.3	2.7	3.2
22 v	0.4	2.4	1.6	2.7	0.6	3.4	-0.5	3.3	0.4	3.1
37 v	-3.1	1.5	-3.0	1.9	-1.9	1.7	-0.5	1.5	-2.0	1.9
37 h	-1.7	3.5	-2.8	4.0	-0.5	3.5	0.8	3.1	-1.0	3.6
85 h	10.4	6.2	5.6	6.8	8.5	7.4	3.7	6.1	6.7	7.0

5.7 Korrektur der Strahlungstransportfehler

Im vorhergehenden Abschnitt wurde deutlich, daß die Helligkeitstemperaturdifferenzen offensichtlich durch systematische Fehler der Strahlungstransportsimulation verfälscht sind und auf Grund der Jahresgänge der meteorologischen Parameter zeitabhängig sind. Die eigentliche Ursache dieser Fehler soll jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden, denn hierfür ist eine detaillierte Analyse der verwendeten Parametrisierungen notwendig.

Für die Korrektur wird ein Verfahren angewendet, bei dem die Helligkeitstemperaturdifferenzen auf einen Referenzwert für den Gesamtwasserdampfgehalt und der Windgeschwindigkeit bezogen werden. Es wird davon ausgegangen, daß sich die Temperaturdifferenzen (ΔTB) aus einem vom Gesamtwasserdampfgehalt bzw. der Windgeschwindigkeit unabhängigen (η) und abhängigen (ϵ) Anteil zusammensetzen (vgl. Abb. 5.9):

$$\Delta TB_j = \eta_j + \epsilon_j, \quad (6)$$

wobei der Index j die SSM/I Kanäle bezeichnet und der unabhängige Fehler η den gesuchten Radiometerfehler beschreibt. Weiterhin wird angenommen, daß der sich abhängige Simulationsfehler (ϵ) als eine lineare Funktion des Gesamtwasserdampf-

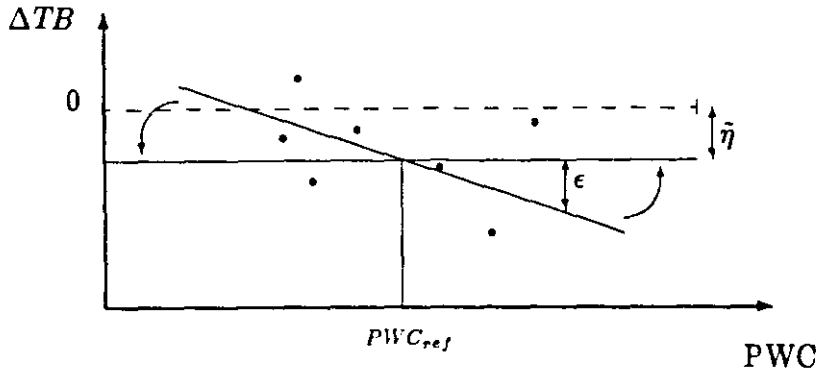


Abbildung 5.9 Korrekturverfahren für systematische Simulationsfehler (vgl. Text).

gehaltes (PWC) und der Windgeschwindigkeit (v) beschreiben läßt:

$$\epsilon_j = a_{0,j} + a_{1,j} PWC + a_{2,j} v. \quad (7)$$

Die Koeffizienten a_{ij} ($i=1,2$) bezeichnen den systematischen Simulationsfehler pro Einheit des Gesamtwasserdampfgehaltes, bzw. der Windgeschwindigkeit. Die Korrektur für den Simulationsfehler (TB_ϵ) ist somit das Produkt der Abweichung der meteorologischen Parameter vom Referenzwert und den Koeffizienten a_{ij} ($i=1,2$):

$$TB_{\epsilon_j} = a_{1,j} (PWC_{ref} - PWC) + a_{2,j} (v_{ref} - v). \quad (8)$$

Die um den systematischen Fehler korrigierten Helligkeitstemperaturdifferenzen (ΔTBC) sind dann gegeben durch:

$$\Delta TBC_j = \Delta TB_j + TB_{\epsilon_j} \quad (9)$$

Die Koeffizienten a_{ij} werden mit einer multiplen Regression aus den Helligkeitstemperaturdifferenzen und dem Gesamtwasserdampfgehalt und der Windgeschwindigkeit nach (7) bestimmt. Um die ungleichmäßige Häufigkeitsverteilung des Gesamtwasserdampfgehaltes zu berücksichtigen, werden die Daten in Wasserdampfklassen zu 2.5 kg/m^2 zusammengefaßt. Für die Korrektur wird ein Referenzwert von

20 kg/m² für den Gesamtwasserdampfgehalt und 8 m/s für die Windgeschwindigkeit gewählt, was den Jahresmittelwerten (18.6 kg/m², bzw. 8.1 m/s) entspricht. Die genaue Berechnung der Koeffizienten a_{ij} erfordert, daß der vom Modell unabhängige Fehler (η), bzw. der Radiometerfehler, zeitlich konstant ist. Diese Forderung ist in guter Näherung erfüllt, da die Modellfehler größer als eine jahreszeitliche Variation sind (vgl. Kapitel 5.6).

Die Korrektur bewirkt eine Drehung der Helligkeitstemperaturdifferenzen um den gewählten Referenzwert des meteorologischen Parameters. Der mittlere unabhängige Fehler $\tilde{\eta}$ wird durch die Wahl der Referenzwerte bestimmt. Da diese jedoch den Jahresmittelwerten entsprechen, bleibt die mittlere Temperaturdifferenz nahezu unverändert. Zudem wird deutlich, daß die mittleren Differenzen der Helligkeitstemperaturen abhängig vom Gesamtwasserdampfgehalt und der Windgeschwindigkeit sind, sofern ein systematischer Fehler der Strahlungstransportrechnung durch diese Größen induziert wird. Dies muß für den Vergleich der Untersuchungen von Lojou und Simmer (vgl. Tab. 5.1) in Betracht gezogen werden und kann möglicherweise einen Teil der Unterschiede erklären.

Die korrigierten Helligkeitstemperaturdifferenzen sind in Abbildung 5.10 als Funktion des Gesamtwasserdampfgehaltes, bzw. in Abbildung 5.11 als Funktion der Windgeschwindigkeit, dargestellt. Die Anpassung bewirkt, daß Temperaturdifferenzen bei einem Gesamtwasserdampfgehalt oberhalb des Referenzwertes vermindert werden, wenn sie größer als die mittlere Helligkeitstemperaturdifferenz sind, bzw. umgekehrt. Dies wird besonders für den 37 GHz vertikal polarisierten Kanal deutlich. Insgesamt zeigen die korrigierten Helligkeitstemperaturdifferenzen keine systematische Abhängigkeit vom Gesamtwasserdampfgehalt. Die Streuung ist, wie auch bei den unkorrigierten Werten, bei geringen Gesamtwasserdampfgehalt größer als bei hohen Werten. Dies zeigt, daß Fehler der Oberflächenreflexion bei geringer Transmission abgeschwächt werden. Durch das Auftreten von niedrigen Windgeschwindigkeiten bei hohen Gesamtwasserdampfgehalten, und umgekehrt, führt die Anpassung für den 22 GHz und 37 GHz vertikal polarisierten Kanal zu einer

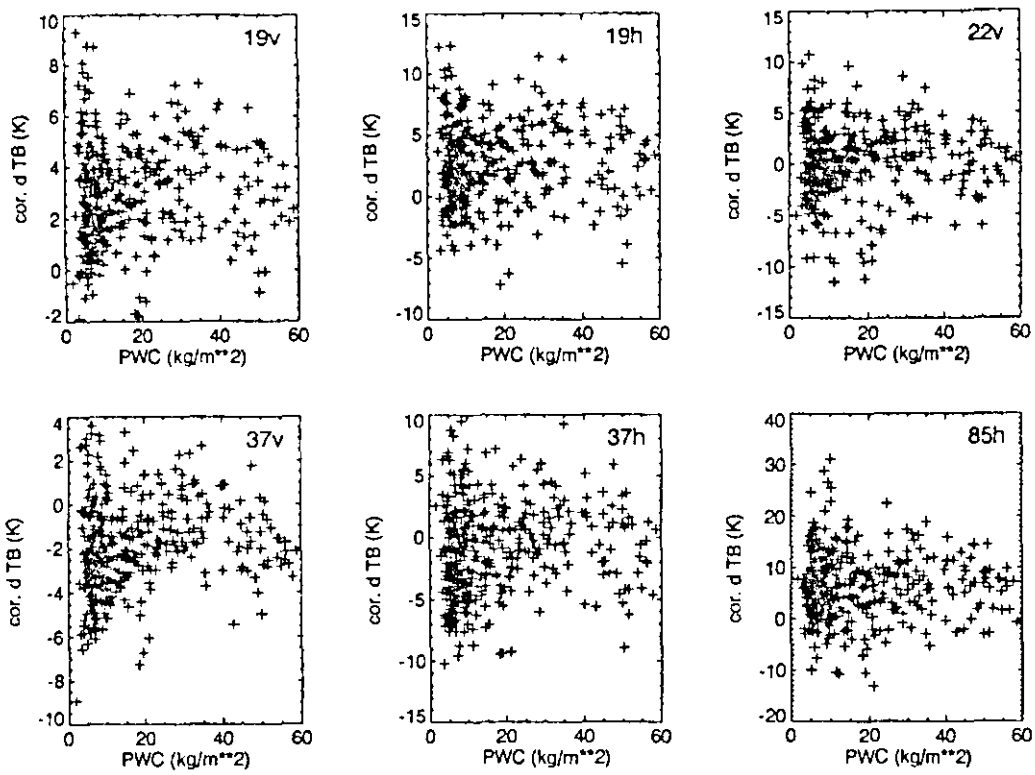


Abbildung 5.10 Korrigierte Helligkeitstemperaturdifferenzen (cor. d TBC) als Funktion des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC).

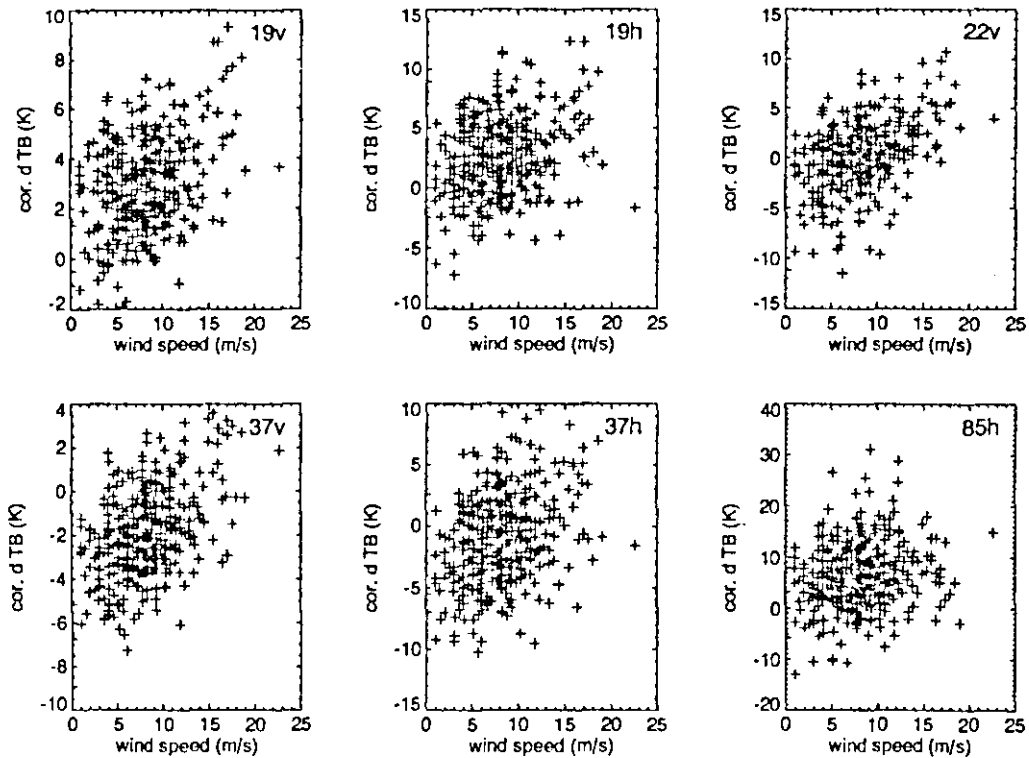


Abbildung 5.11 Korrigierte Helligkeitstemperaturdifferenzen (cor. d TBC) als Funktion der Windgeschwindigkeit.

geringfügigen Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturdifferenzen von der Windgeschwindigkeit.

Durch diese Anpassung der Helligkeitstemperaturdifferenzen wird der Radiometerfehler in Abhängigkeit von den gewählten Referenzwerten der meteorologischen Parameter festgelegt. Eine absolute Korrektur der Simulationen ist nicht möglich und auch für die Bestimmung einer Radiometerdrift nicht notwendig, da nur zeitliche Änderungen der Differenzen betrachtet werden sollen.

5.8 Ergebnisse

Zur Bestimmung einer Drift des SSM/I Radiometers werden die Helligkeitstemperaturdifferenzen für jeden Monat gemittelt. Abbildung 5.12 zeigt die Monatsmittel der korrigierten Beobachtungen. Die Konfidenzintervalle der Mittelwerte für das 95 % Signifikanzniveau sind durch die schattierten Rechtecke dargestellt. Die Monatsmittelwerte aller SSM/I Kanäle variieren um 2 bis 3 Kelvin, mit Ausnahme des 85 GHz Kanals, für den die Variation etwa 6 Kelvin beträgt. Die Werte zeigen eine Abnahme der Differenzen von März bis April. In den Folgemonaten von Mai bis August nehmen die mittleren Werte zu und erreichen im August ein Maximum. Der große Fehlerbereich für diesen Monat resultiert aus der geringen Anzahl von nur 9 Beobachtungen. Ab September zeigen die Differenzen keine wesentlichen Änderungen. Ein linearer Trend der Differenzen ist für die einzelnen Kanäle unterschiedlich und nicht signifikant. Eine signifikante Variation der Monatsmittel kann nicht festgestellt werden. Die mittlere Differenz eines individuellen Monats liegt innerhalb der Konfidenzintervalle aller übrigen Monate.

Zwar kann keine signifikante Variation der einzelnen Monatsmittel festgestellt werden, es bleibt jedoch zu prüfen, ob im Zeitraum mit erhöhter solarer Einstrahlung am Satelliten (Dezember, Januar und Juni, Juli; vgl. Abb. 5.1) die Messungen höhere Werte zeigen als in den übrigen Monaten. Hierfür werden die Beobachtungen für diese beiden Zeiträume zusammengefaßt. Tabelle 5.3 gibt die Mittelwerte, Standardfehler und die Wahrscheinlichkeiten für die Gleichheit der Mittelwerte an, wobei

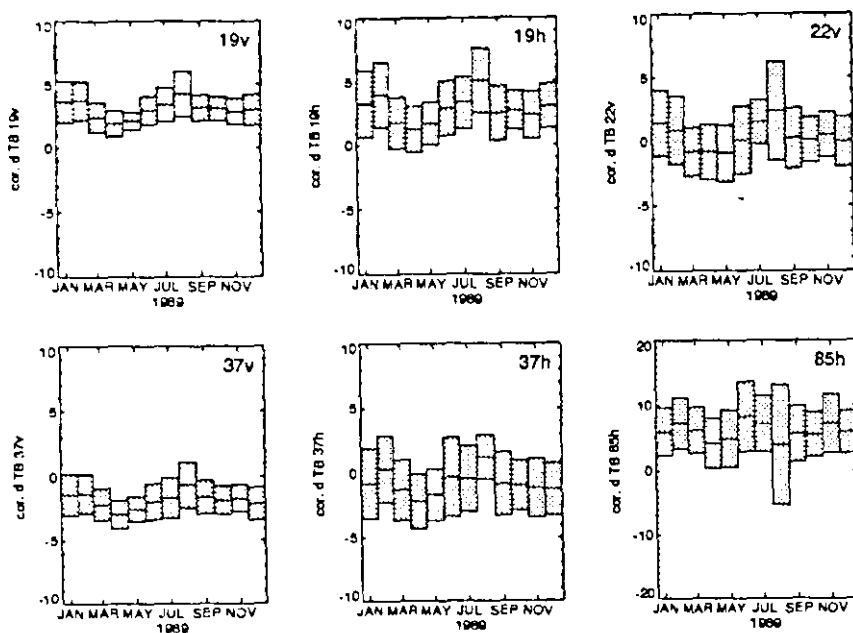


Abbildung 5.12 Monatsmittel der korrigierten Helligkeitstemperaturdifferenzen (Satellitenmessung minus Simulation) des SSM/I auf DMSP F8 für 1989. Schattierte Rechtecke geben die Konfidenzintervalle der Mittelwerte auf dem 95 % Signifikanzniveau an.

Werte kleiner 0.05 bedeuten, daß sich die Mittelwerte signifikant auf dem 95 % Niveau unterscheiden. Dies ist für den 19 GHz horizontal polarisierten Kanal der Fall; die mittlere Temperaturdifferenz zwischen beiden Zeiträumen beträgt 0.7 Kelvin. Die Mittelwerte des 19 GHz vertikal polarisierten und des 22 GHz Kanals sind auf dem 90 % Niveau signifikant, mit einem Unterschied von 0.4, bzw. 0.6 Kelvin. Allerdings zeigen die 37 GHz Kanäle keine signifikanten Unterschiede der Mittelwerte zwischen den beiden Zeiträumen. Die mittleren Differenzen bezogen auf das Jahr stimmen mit den von Simmer (1994) gefundenen Werten, bis auf den 22 GHz Kanal, überein (vgl. Tab. 5.1). Diese Übereinstimmung kann durch die Verwendung des gleichen Strahlungstransportmodells erklärt werden und macht deutlich, daß die absoluten Differenzen von den verwendeten Parametrisierungen im Modell bestimmt sind.

Eigentlich ist zu erwarten, daß ein Radiometerfehler auf Grund der Erwärmung durch solare Einstrahlung alle Kanäle des SSM/I gleichermaßen erfaßt. Daß dies für

Tabelle 5.3 Mittelwerte der korrigierten Helligkeitstemperaturdifferenzen ($\overline{\Delta TB}$), Standardabweichungen (σ) und Wahrscheinlichkeiten (p) für identische Mittelwerte der Monate mit erhöhter solarer Einstrahlung (Januar, Juni, Juli, Dezember) (JJJD) und der übrigen Monate (übrige), sowie Mittelwerte und Standardabweichungen für das gesamte Jahr 1989 (Jahr) des SSM/I auf DMSP F8.

SSM/I Kanal	JJJD		übrige			Jahr	
	$\overline{\Delta TB}$	σ	$\overline{\Delta TB}$	σ	p	$\overline{\Delta TB}$	σ
19 GHz v	3.2	2.1	2.8	1.8	0.06	2.9	1.9
19 GHz h	3.1	3.2	2.4	3.2	0.04	2.6	3.2
22 GHz v	0.6	3.5	0.0	3.4	0.08	0.1	3.4
37 GHz v	-1.8	2.2	-1.9	2.0	0.62	-1.9	2.1
37 GHz h	-0.8	3.8	-1.0	3.7	0.58	-0.9	3.7
85 GHz h	6.7	6.1	5.9	6.5	0.25	6.2	6.9

den 85 GHz nicht der Fall ist, kann auf das Rauschen des Radiometers für diesen Kanal zurückgeführt werden. Es bleibt jedoch die Frage, warum die 37 GHz Kanäle keine signifikanten Unterschiede zeigen. Da sich die Standardabweichungen von 19 und 37 GHz kaum unterscheiden, kann dies nicht durch eine größere Varianz der 37 GHz Kanäle erklärt werden. Die Ursache ist wahrscheinlich in der Auswahl der Vergleichsbeobachtungen zu finden. So wurde die Bewölkung mit Hilfe des 37 GHz vertikal polarisierten Kanals aus den Satellitenmessungen identifiziert. Auf Grund der geringeren Auflösung der 19 und des 22 GHz Kanäle kann jedoch Bewölkung in den Randbereichen der Pixel vorhanden sein, die zu systematisch höheren Helligkeitstemperaturdifferenzen führt. Sind solche Effekte mit der Jahreszeit gekoppelt, so bewirken sie eine entsprechende Verfälschung. Dehnt man die Überprüfung des Flüssigwassergehaltes aus den Satellitenmessungen auf acht umliegende Pixel aus, so verbleiben nur 72 Beobachtungen für das gesamte Jahr und somit ist in etwa 80 % der Beobachtungen ein Fehler durch Bewölkung wahrscheinlich. Die Helligkeitstem-

peraturdifferenzen der 72 Beobachtungen weichen von den obigen Ergebnissen mit bis zu 1 Kelvin ab. Die Streuung der Werte ist aber etwa gleichbleibend, so daß auch diese Ergebnisse nicht signifikant sind.

Es bleibt festzuhalten, daß eine zeitliche Änderung des Radiometerfehlers mit den hier verwendeten Beobachtungen nicht festzustellen ist. Zwar sind die mittleren Differenzen der Helligkeitstemperaturen zwischen den Monaten mit erhöhter solarer Einstrahlung und den übrigen für 19 und 22 GHz im statistischen Sinne signifikant (90 % Niveau), doch lassen die Unsicherheiten bei der Wolkenerkennung keinesfalls den Schluß zu, daß die gefundenen Differenzen zwischen den beiden Zeiträumen auf einen Radiometerfehler zurückzuführen sind. So wird wahrscheinlich auch die monatliche Variation der Mittelwerte durch Wolkeneffekte verfälscht. Die absoluten Differenzen zwischen Satellitenmessungen und Simulationen von mehreren Kelvin können durch eine falsche Kalibrierung des Radiometers und durch Defizite des Strahlungstransportmodells verursacht sein. Differenzen zwischen Messungen und Simulationen müssen bei der Entwicklung von Algorithmen, sofern sie auf Strahlungstransportsimulationen basieren, Berücksichtigung finden, da sonst systematische Fehler der abgeleiteten Werte resultieren.

In Hinblick auf die Verwendung der SSM/I Daten für Klimauntersuchungen muß jedoch betont werden, daß die hier gefundenen Ergebnisse nur für das Radiometer auf dem DMSP F8 Satelliten und den Zeitraum des Jahres 1989 gelten. Eine Schlußfolgerung über die Qualität der Messungen der anderen Radiometer und Zeiträume kann nicht gezogen werden. Insbesondere konnte eine mögliche Radiometerdrift über mehrere Jahre hinweg nicht untersucht werden. Eine kontinuierliche Validierung aller Radiometer ist somit notwendig.

6 Einfluß der Zenitwinkelvariationen

Die Verwendung von Daten mehrerer SSM/I Radiometer erfordert eine Kreuzkalibrierung der Sensoren. Hierfür müssen die Einflußgrößen auf die gemessene Strahlendichte berücksichtigt werden, die für die einzelnen Radiometer unterschiedlich sind. Einer der wesentlichen Faktoren auf die am Satelliten gemessene Helligkeitstemperatur ist der Zenitwinkel, der als Blickwinkel des Radiometers bezüglich des Nadir im Satellitenpixel definiert ist (vgl. Abb. 2.1). Der Zenitwinkel ist abhängig von der Flughöhe und Orientierung des Satelliten, sowie von der Erdkrümmung. Die Satellitenhöhe und -orientierung ist jedoch nicht konstant, was zur Folge hat, daß der Zenitwinkel variiert. Da die Flughöhe des Satelliten maßgeblich durch die Exzentrizität (ϵ) der Flugbahn bestimmt wird, ist die Variation des Zenitwinkels für DMSP F10 ($\epsilon=0.0085$) wesentlich größer, als die Variation für DMSP F8 ($\epsilon=0.0015$) (Wentz, 1991). Der mit den SSM/I Daten angegebene Zenitwinkel berechnet sich aus der Flughöhe des Satelliten und der Erdkrümmung und wird mit jedem Scan angegeben. Variationen innerhalb eines Scans werden, wie auch Schwankungen der Satellitenorientierung, vernachlässigt.

6.1 Beobachtungen

Die verschiedenen Umlaufbahnparameter der DMSP Satelliten führen zu unterschiedlichen Zenitwinkeln, bzw. Zenitwinkelschwankungen, für die SSM/I Radiometer. Im Juni 1992 variiert der Zenitwinkel des SSM/I auf DMSP F10 um etwa $\pm 0.75^\circ$ um einen mittleren Zenitwinkel von 53.2° (Abb. 6.1a). Im gleichen Zeitraum ist die Variation für das SSM/I auf DMSP F11 mit etwa $\pm 0.2^\circ$ wesentlich geringer (Abb. 6.1b), der mittlere Zenitwinkel beträgt jedoch 53.4° und ist deutlich größer als der vom DMSP F10. Die Variationsbreite des Zenitwinkels ist jedoch zeitlich nicht konstant, sondern nimmt für das Radiometer auf DMSP F10 im betrachteten Zeitraum um etwa 0.1° zu und für DMSP F11 um etwa 0.1° ab. Über längere Zeiträume hinweg kann die Änderung der Zenitwinkelvariation durchaus größer sein, wie dies für das SSM/I Radiometer auf DMSP F8 der Fall ist (Abb. 6.2). Während der letzten zehn Tage des September 1987 variiert der Zenitwinkel um etwa $\pm 0.15^\circ$,

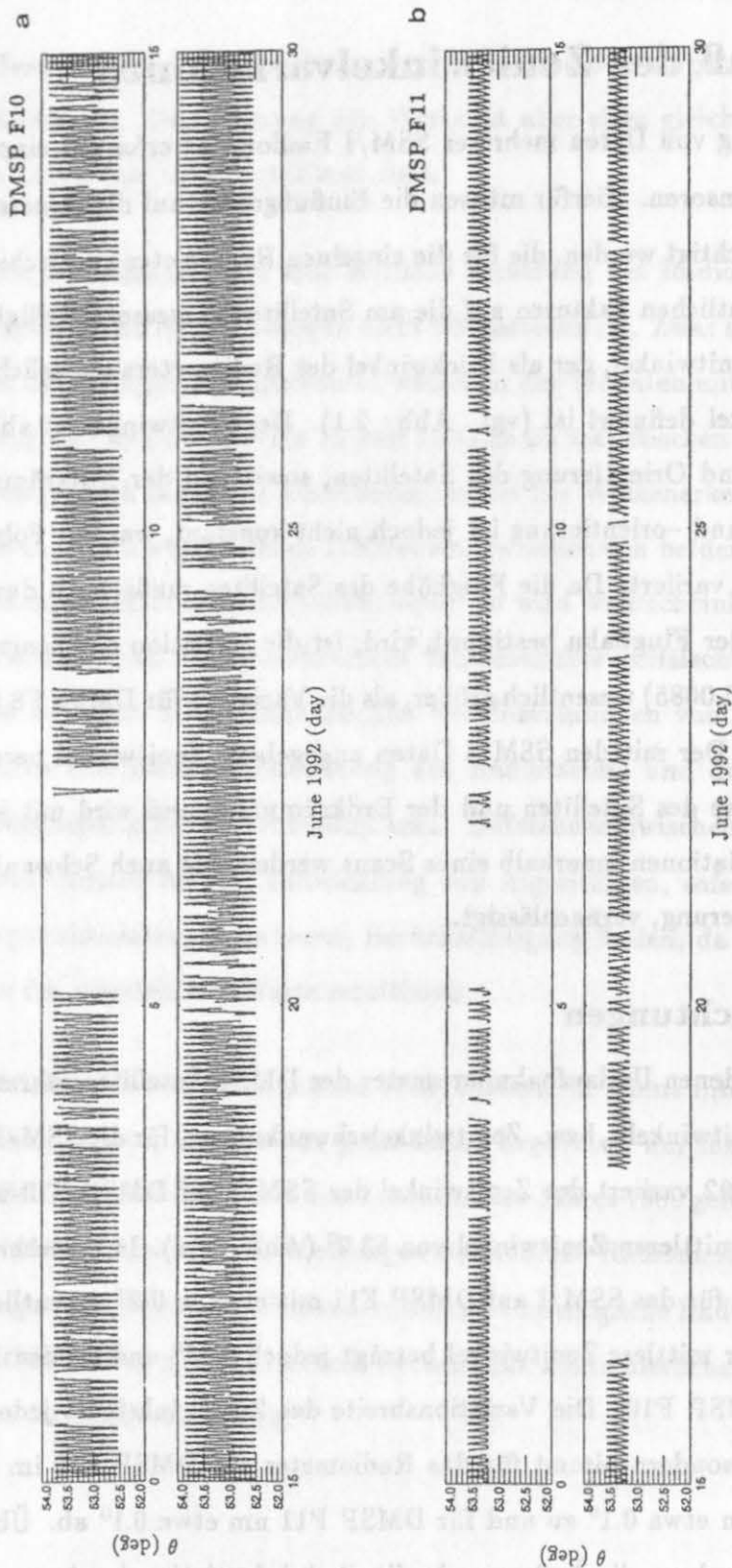


Abbildung 6.1 Zeitreihen des Zenitwinkels (θ) für Juni 1992 der SSM/I Radiometer auf DMSP F10 (a) und F11(b).

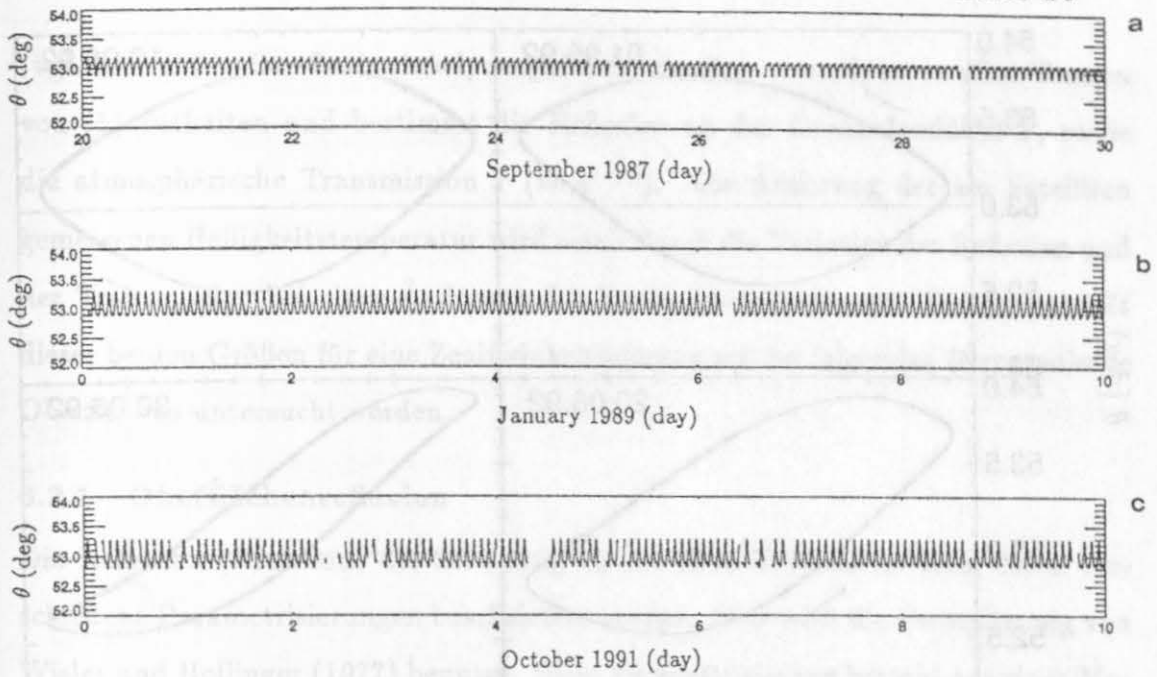


Abbildung 6.2 Zeitreihen des Zenitwinkels (θ) für 21.-30. September 1987 (a), 1.-10. Januar 1989 (b) und 1.-10. Oktober 1991 (c) des SSM/I Radiometers auf DMSP F8.

mit einer Abnahme der Variation zum Monatsende. Im Januar 1989 (1.-10.) hat sich die Schwankungsbreite erhöht ($\approx \pm 0.2^\circ$) und hat im Oktober 1991 weiter zugenommen ($\approx \pm 0.25^\circ$).

Die Abweichung des Zenitwinkels vom nominalen Wert (53.1°) ist mit der Abhängigkeit von der Exzentrizität der Satellitenumlaufbahn mit der geographischen Breite korreliert. In Abbildung 6.3 ist der Zenitwinkel des DMSP F10 als Funktion der geographischen Breite für den 1., 10., 20. und 30. Juni 1992 dargestellt. Die Linien setzen sich aus einzelnen Punkten für jeden Scan zusammen; die Linienbreite beschreibt somit die Variation für den betrachteten Tag. Aus der Abbildung wird deutlich, daß sich der Zusammenhang zwischen Zenitwinkelabweichung und geographischer Breite im Laufe eines Monats ändert. Zu Beginn des Monats (1. und 10.6.92) liegen die größten Abweichungen des Zenitwinkels vom nominalen Wert im Bereich der Tropen. Zum Monatsende haben sich die Maxima zu den Polen hin

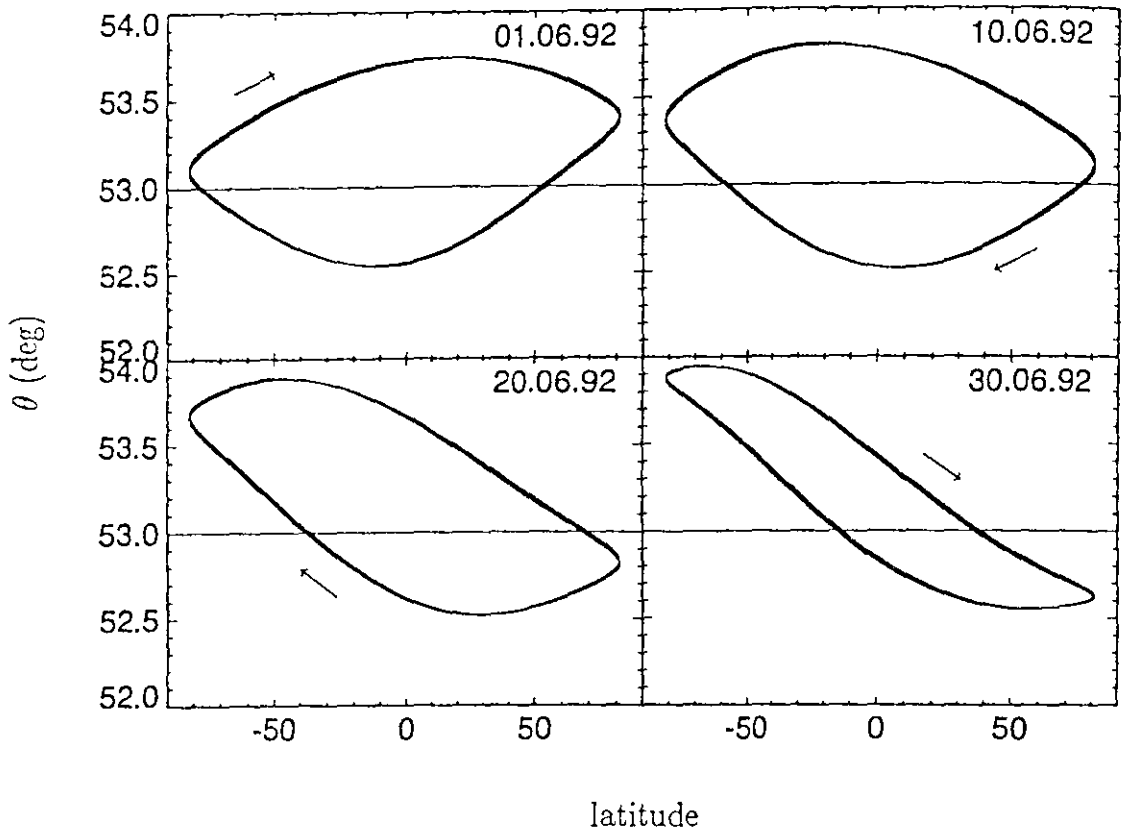


Abbildung 6.3 Zenitwinkel (θ) als Funktion der geographischen Breite für DMSP F10, 1., 10., 20. und 30. Juni 1992, (\rightarrow = Flugrichtung).

verschoben. Mit dieser Verschiebung haben sich auch die Differenzen der Winkel zwischen den ab- und aufsteigenden Orbits geändert. Betrachtet man die Differenzen für eine geographische Breite, so zeigt sich, daß am Monatsanfang die größte Differenz (1.2°) im Bereich des Äquators besteht mit einer deutlichen Abnahme zu den Polen. Zum Monatsende beträgt die Differenz noch 0.8° und ist über weiten Bereichen der geographischen Breite konstant. Entsprechende Abhängigkeiten zwischen dem Zenitwinkel und der geographischen Breite existieren auch für die DMSP F11 und F8 Satelliten.

6.2 Theorie

Die vom SSM/I Radiometer gemessene Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre wird mathematisch durch die integrale Strahlungstransportgleichung (5) beschrieben

(vgl. Kapitel 3). Der Zenitwinkel, ausgedrückt durch $\mu = \cos \theta$, ist in allen Termen von (5) enthalten und bestimmt die Reflexion an der Ozeanoberfläche Γ , sowie die atmosphärische Transmission $\tau (= e^{-\delta/\mu})$. Die Änderung der am Satelliten gemessenen Helligkeitstemperatur wird somit durch die Variation der Reflexion und der Transmission bei einer Änderung des Zenitwinkels bestimmt. Die Sensitivität dieser beiden Größen für eine Zenitwinkeländerung soll im folgenden für ozeanische Oberflächen untersucht werden.

6.2.1 Oberflächenreflexion

Die Reflexion (Emission) der Strahlung an der Meeresoberfläche kann durch verschiedene Parametrisierungen beschrieben werden. Hier wird die Formulierung von Wisler und Hollinger (1977) benutzt. Diese Parametrisierung besteht aus einer Modifikation der spiegelnden Reflexion, um den Einfluß des Windes auf die Rauigkeit der Ozeanoberfläche und der Schaumbedeckung zu berücksichtigen und wurde empirisch bestimmt. Der Bedeckungsgrad und die Reflexion des Schaums wird nach Stogryn (1972) formuliert. Im Anhang A ist die mathematische Formulierung der Parametrisierung detailliert angegeben.

Diese Parametrisierung zeigt die komplexe Abhängigkeit der Reflexion an der Ozeanoberfläche von der Polarisierung, vom Zenitwinkel und der Windgeschwindigkeit. Um den Einfluß einer Zenitwinkeländerung zu bestimmen, wird die Winkelsensitivität der Reflexion ($\partial\Gamma/\partial\theta$) numerisch aus der Differenz der Reflexion bei $\theta = 52.5^\circ$ und $\theta = 53.5^\circ$ berechnet, wobei für die Wasseroberflächentemperatur 283 Kelvin angenommen wurde. Abbildung 6.4 zeigt die Winkelsensitivität der Reflexion als Funktion der Windgeschwindigkeit. Der vertikal polarisierte Teil der Winkelsensitivität zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Bei geringen Windgeschwindigkeiten ist der Effekt mit etwa -0.009 deg^{-1} am größten und wird mit zunehmender Windgeschwindigkeit geringer, bis bei etwa 30 m/s die Winkelsensitivität positiv wird. Die Windgeschwindigkeit für den Vorzeichenwechsel ist für 85 GHz etwas niedriger ($\approx 25 \text{ m/s}$). Der horizontal polarisierte Anteil der Winkelsensitivität ist dagegen nahezu unabhängig von der Windgeschwindigkeit

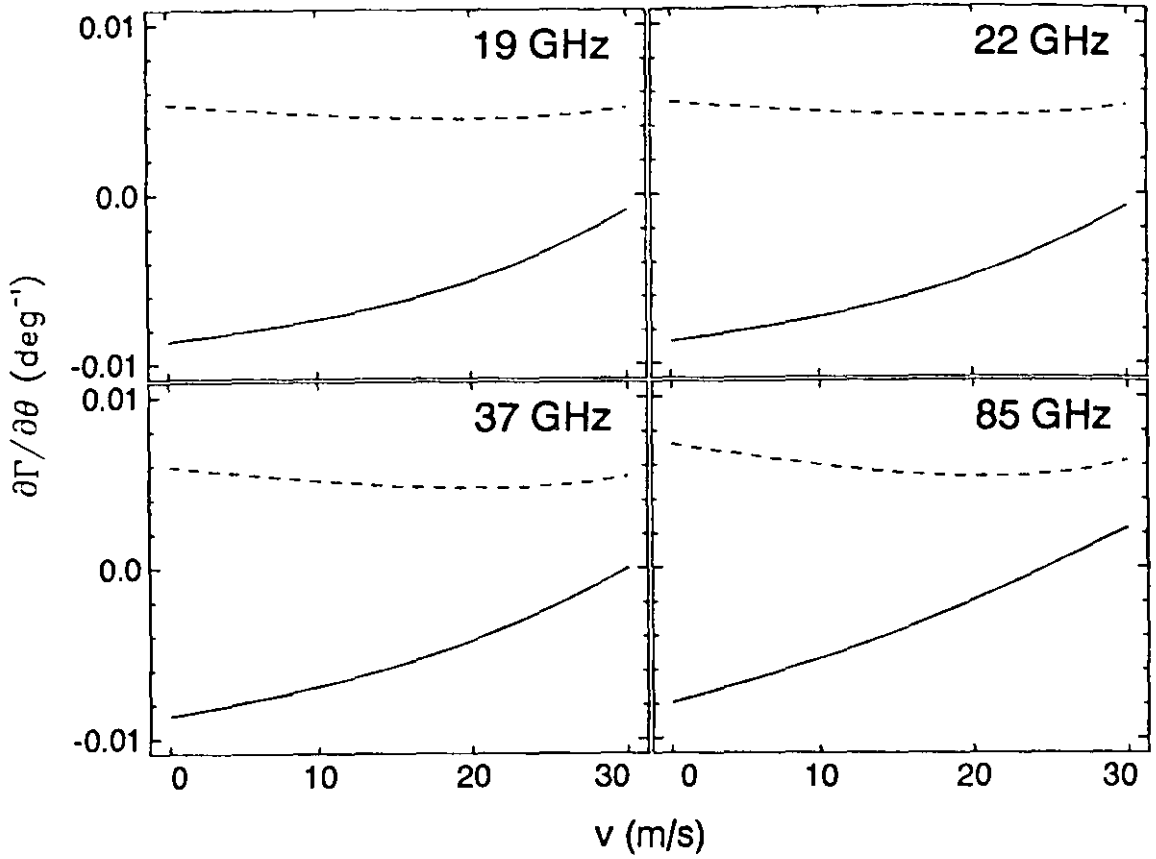


Abbildung 6.4 Winkelsensitivität der Reflexion ($\partial\Gamma/\partial\theta$) für den vertikal (v) und horizontal (h) polarisierten Anteil der Strahldichte als Funktion der Windgeschwindigkeit (v) für die SSM/I Frequenzen.

und zeigt eine geringe Zunahme mit der Frequenz von etwa 0.005 deg^{-1} bei 19 GHz auf 0.006 deg^{-1} bei 85 GHz.

Auf Grund der unterschiedlichen Vorzeichen der Winkelsensitivität für beide Polarisationen sind auch die Änderungen der Helligkeitstemperaturen entgegengesetzt. Eine Erhöhung des Zenitwinkels bewirkt für die Emission der Oberfläche (5.a) eine Zunahme der vertikal und eine Abnahme der horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen. Die Erhöhung des Zenitwinkels um ein Grad entspricht bei niedrigen Windgeschwindigkeiten und einer SST von 280 Kelvin einer Zunahme der vertikal polarisierten Helligkeitstemperatur von ungefähr 2.0 Kelvin. Die horizontal polarisierte Komponente vermindert sich entsprechend um etwa -1.5 Kelvin. Für die

reflektierte Strahlung der Atmosphäre und des Weltraums (5c,d) ist das Vorzeichen der Helligkeitstemperaturänderung umgekehrt.

6.2.2 Transmission der Atmosphäre

Die atmosphärische Transmission (τ) beschreibt die Absorption der Strahlung auf den Weg durch die Atmosphäre und ist in allen Termen von (5) enthalten. Im Gegensatz zur Reflexion läßt sich die Winkelsensitivität der Transmission der Atmosphäre sehr einfach analytisch berechnen:

$$\frac{\partial \tau}{\partial \theta} = \frac{\partial e^{-\delta/\mu}}{\partial \theta} = -e^{-\delta/\mu} \frac{\delta}{\mu^2} \sin \theta \quad (10)$$

und ist in Abbildung 6.5 als Funktion der optischen Dicke (δ) dargestellt.

Die Winkelsensitivität der Transmission ist immer negativ, da eine Zunahme des Zenitwinkels eine Zunahme der Weglänge eines Strahls durch die Atmosphäre bedeutet und die Absorption in der Atmosphäre erhöht wird. Die Winkelsensitivität hat

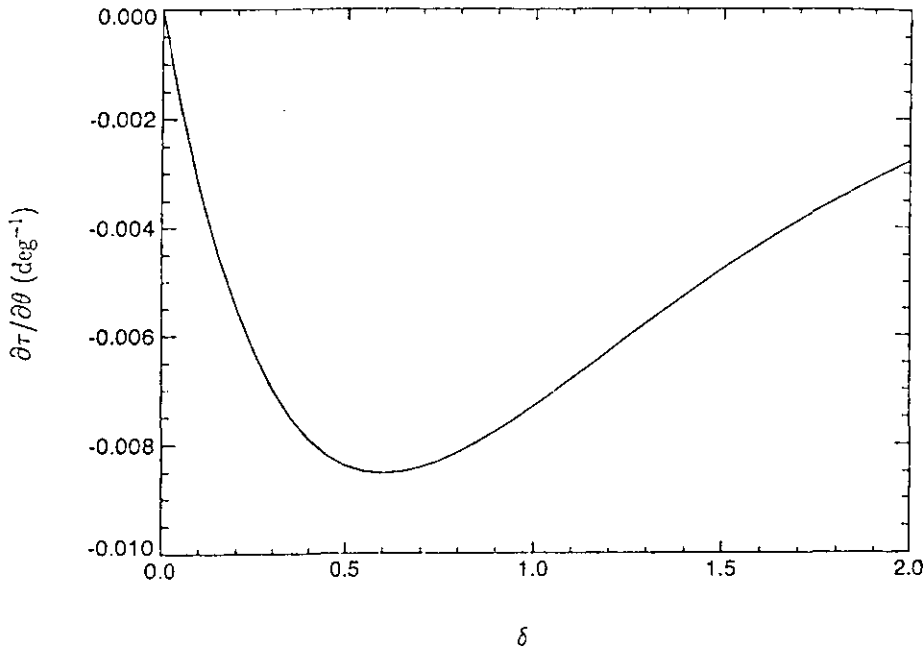


Abbildung 6.5 Winkelsensitivität der atmosphärischen Transmission ($\partial\tau/\partial\theta$) für $\theta = 53.0^\circ$ als Funktion der optischen Dicke (δ).

ein Minimum für $\delta = \mu$. Bei einem Zenitwinkel von 53° hat somit die Änderung der Transmission bei einer optischen Dicke von 0.6 ihr Maximum. Typische Werte der optische Dicke sind kleiner 0.6, außer für 85 GHz (vgl. Kapitel 6.3). Die abnehmende Winkelsensitivität der atmosphärischen Transmission bei hohen optischen Dicken beruht auf dem Effekt, daß für diesen Bereich die Schwächung des Oberflächensignals bereits so groß ist, daß eine weitere Verminderung der atmosphärischen Transmission keinen weiteren Einfluß auf die am Satelliten gemessene Helligkeitstemperatur zeigt. Eine Zunahme des Zenitwinkels und die daraus resultierende Abnahme der atmosphärischen Transmission bewirkt eine Abnahme der Helligkeitstemperatur. Bei einer Erhöhung des Zenitwinkels um ein Grad vermindert sich die Helligkeitstemperatur um bis zu -2.5 Kelvin bei einer Ozeanoberflächentemperatur von 280 Kelvin unabhängig von der Polarisation.

6.3 Strahlungstransportsimulationen

In den vorhergehenden Abschnitten wurde deutlich, daß eine Abweichung des Zenitwinkels vom nominalen Wert durch die Änderung der Oberflächenreflexion und der atmosphärischen Transmission eine Änderung der Helligkeitstemperaturen bewirkt, die für die einzelnen Komponenten der Strahlungstransportgleichung deutlich höher ist, als die rauschäquivalenten Temperaturen (vgl. Tabelle 2.2). Die Effekte der Zenitwinkeländerung haben jedoch unterschiedliche Vorzeichen in der Strahlungstransportgleichung und können sich somit kompensieren. Um den Gesamteffekt einer Zenitwinkelvariation auf die am Satelliten gemessene Helligkeitstemperatur zu bestimmen, werden Strahlungstransportsimulationen mit gemessenen Atmosphärenprofilen für verschiedene Zenitwinkel gerechnet. Im folgenden sollen die Anteile der einzelnen Komponenten der Strahlungstransportgleichung, sowie ihre Änderungen bezüglich einer Zenitwinkelvariation, analysiert und die Beiträge zur Gesamtänderung dargestellt werden.

6.3.1 Beiträge zum Gesamtsignal

Die Anteile der am Satelliten gemessenen Helligkeitstemperaturen der einzelnen Terme von (5) sind in Abbildung 6.6 für die SSM/I Kanäle als Funktion der

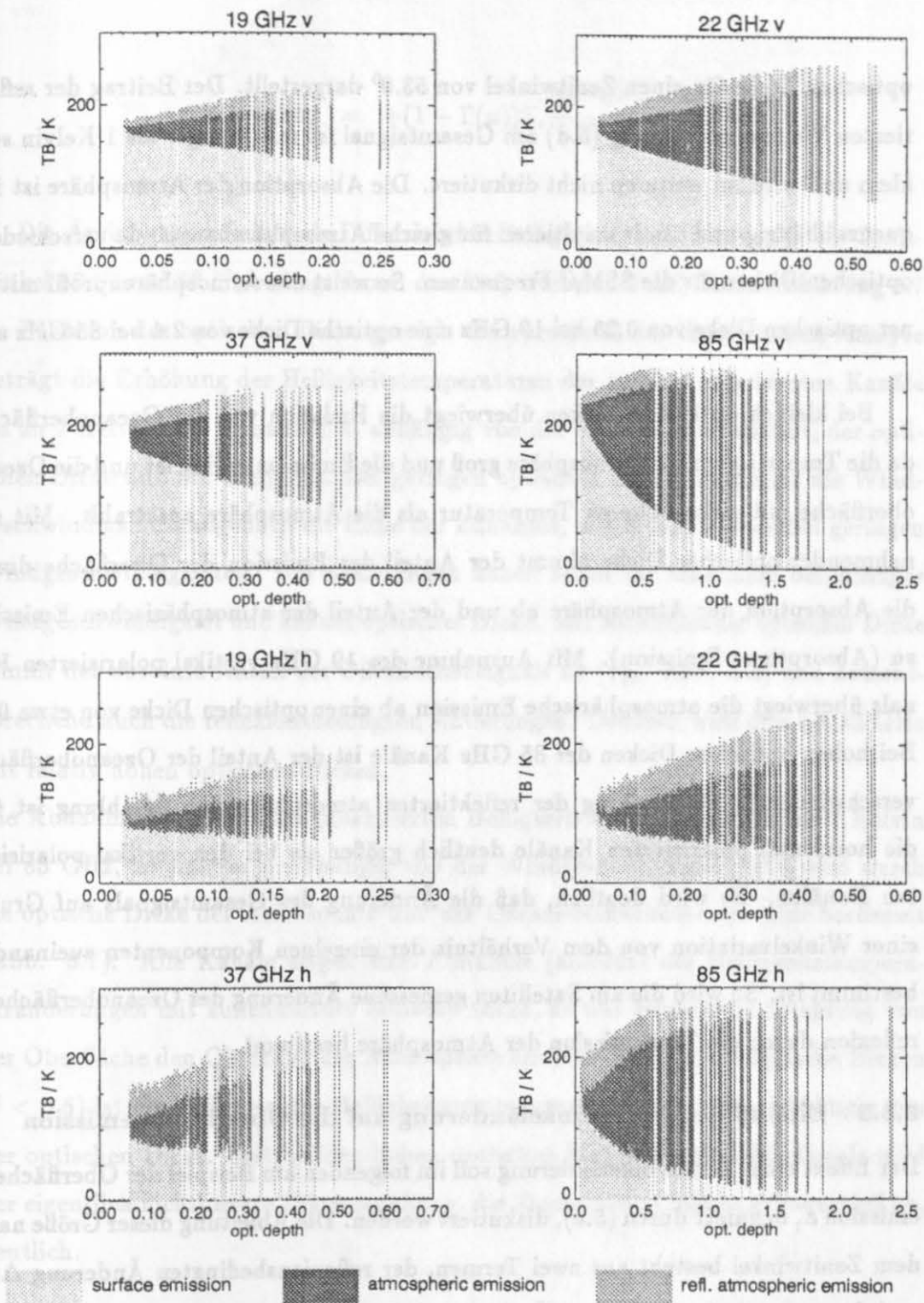


Abbildung 6.6 Anteile der Oberflächenemission, Atmosphärenemission und der reflektierten Atmosphärenstrahlung für simulierte Helligkeitstemperaturen der SSM/I Kanäle als Funktion der optischen Dicke.

optischen Dicke für einen Zenitwinkel von 53.0° dargestellt. Der Beitrag der reflektierten Weltraumstrahlung (5.d) am Gesamtsignal ist mit weniger als 1 Kelvin sehr klein und wird im weiteren nicht diskutiert. Die Absorption der Atmosphäre ist frequenzabhängig und somit resultieren für gleiche Atmosphärenzustände verschiedene optischen Dicken für die SSM/I Frequenzen. So weist das Atmosphärenprofil mit einer optischen Dicke von 0.25 bei 19 GHz eine optische Dicke von 2.4 bei 85 GHz auf.

Bei kleinen optischen Dicken überwiegt die Emission von der Ozeanoberfläche, da die Transmission der Atmosphäre groß und die Emission gering ist und die Ozeanoberfläche mit einer höheren Temperatur als die Atmosphäre ausstrahlt. Mit zunehmender optischer Dicke nimmt der Anteil der Emission der Oberfläche durch die Absorption der Atmosphäre ab und der Anteil der atmosphärischen Emission zu (Absorption=Emission). Mit Ausnahme des 19 GHz vertikal polarisierten Kanals überwiegt die atmosphärische Emission ab einer optischen Dicke von etwa 0.3. Bei hohen optischen Dicken der 85 GHz Kanäle ist der Anteil der Ozeanoberfläche verschwindend. Der Beitrag der reflektierten atmosphärischen Strahlung ist für die horizontal polarisierten Kanäle deutlich größer als bei den vertikal polarisierten Kanälen. Es wird deutlich, daß die Änderung des Gesamtsignals auf Grund einer Winkelvariation von dem Verhältnis der einzelnen Komponenten zueinander bestimmt ist. So wird die am Satelliten gemessene Änderung der Ozeanoberflächenreflexion durch die Transmission der Atmosphäre bestimmt.

6.3.2 Einfluß der Zenitwinkeländerung auf die Oberflächenemission

Der Effekt einer Zenitwinkeländerung soll im folgenden am Beispiel der Oberflächenemission \mathcal{E} , definiert durch (5.a), diskutiert werden. Die Ableitung dieser Größe nach dem Zenitwinkel besteht aus zwei Termen, der reflexionsbedingten Änderung $\Delta\mathcal{E}_r$ und der transmissionsbedingten Änderung $\Delta\mathcal{E}_t$ der Helligkeitstemperatur,

$$\frac{\partial \mathcal{E}}{\partial \theta} = \Delta\mathcal{E}_r + \Delta\mathcal{E}_t \quad (11)$$

mit

$$\Delta\mathcal{E}_r = -e^{-\delta_a/\mu} T_a \frac{\partial \Gamma(\mu)}{\partial \theta}$$

$$\Delta \mathcal{E}_r = +(1 - \Gamma(\mu))T_s \frac{\partial e^{-\delta_a/\mu}}{\partial \theta}.$$

Die Änderung, definiert als Differenz der Helligkeitstemperaturen für die Zenitwinkel 52.5° und 53.5° , bedingt durch den Reflexionsanteil $\Delta \mathcal{E}_r$ ist in Abbildung 6.7 als Funktion der optischen Dicke gezeigt. Entsprechend der theoretischen Analyse beträgt die Erhöhung der Helligkeitstemperaturen der *vertikal* polarisierten Kanäle bis zu 2 Kelvin. Die Zunahme ist abhängig von der Windgeschwindigkeit, der optischen Dicke und der Frequenz. Bei geringen optischen Dicken bestimmt die Windgeschwindigkeit maßgeblich die Höhe der Zunahme, mit hohen Werten bei geringen Windgeschwindigkeiten. Die Änderungen haben somit ihr Maximum bei geringer Windgeschwindigkeit und kleiner optischer Dicke. Mit zunehmender optischer Dicke nimmt der absolute Anteil des Oberflächensignals ab (vgl. Abb. 6.6) und dementsprechend auch die reflexionsbedingten Änderungen. Deutlich wird dies bei 85 GHz mit relativ hohen optischen Dicken.

Die Abnahme der *horizontal* polarisierten Helligkeitstemperaturen, bis zu 2 Kelvin bei 85 GHz, ist nahezu unabhängig von der Windgeschwindigkeit und wird durch die optische Dicke der Atmosphäre und der Ozeanoberflächentemperatur bestimmt (Abb. 6.7). Alle Kanäle zeigen eine Abnahme (absolut) der Helligkeitstemperaturänderungen mit zunehmender optische Dicke, da nur vermindert Strahlung von der Oberfläche den Oberrand der Atmosphäre erreicht. Für geringe optische Dicken ($\delta < 0.6$) ist die Differenz der Helligkeitstemperaturen nahezu linear abhängig von der optischen Dicke. Erst bei den hohen optischen Dicken des 85 GHz Kanals wird der eigentlich nichtlineare Zusammenhang, die Transmission nimmt exponentiell ab, deutlich.

Die Änderungen der Oberflächenemission, bedingt durch die Transmissionsänderung $\Delta \mathcal{E}_r$, ist in Abbildung 6.8 als Funktion der optischen Dicke dargestellt. Die Helligkeitstemperaturdifferenzen der *vertikal* polarisierten Kanäle sind im wesentlichen durch die Winkelsensitivität der Transmission (10) bestimmt, da die Reflexion der vertikal polarisierten Kanäle, im Gegensatz zur Reflexionsänderung, nahezu un-

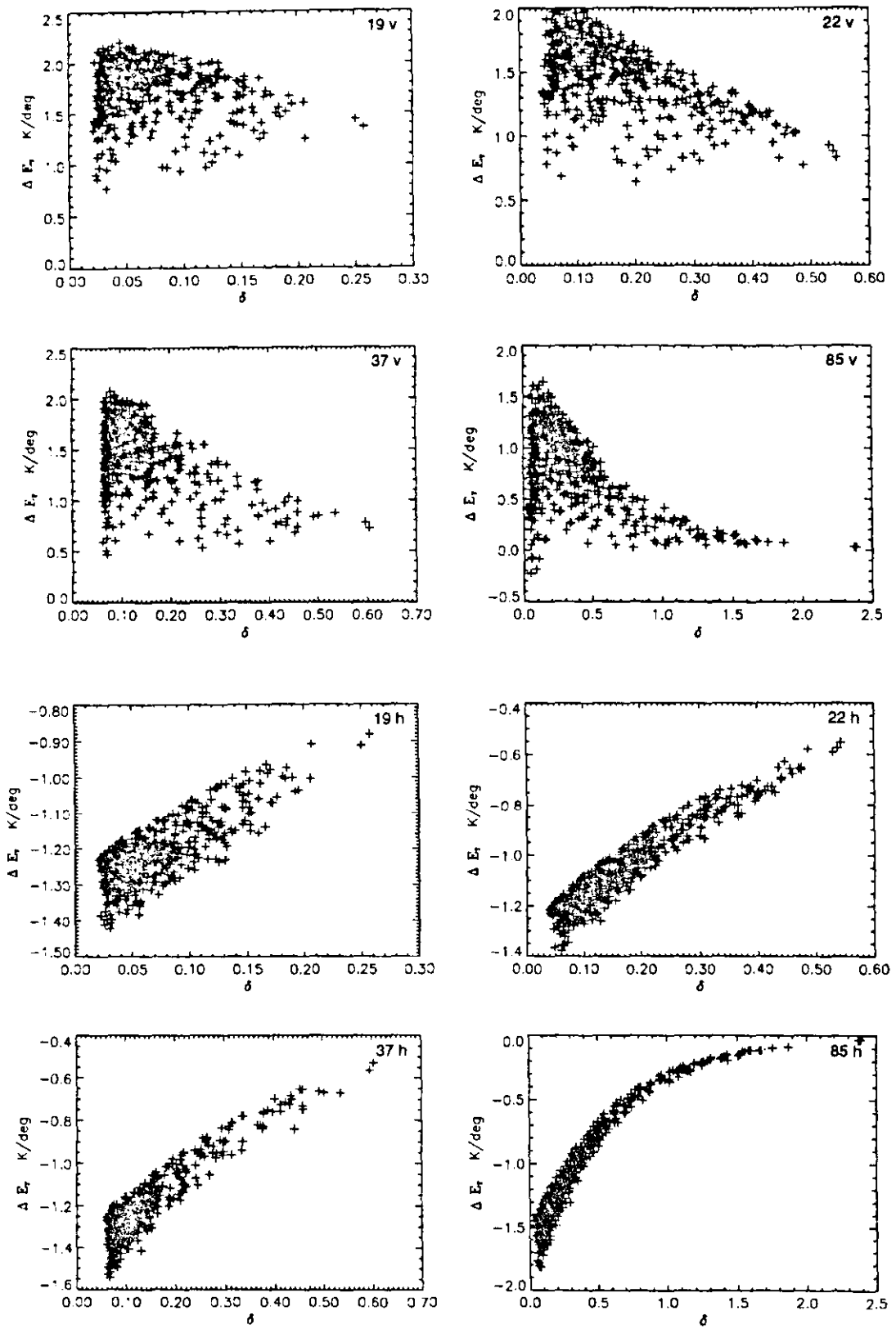


Abbildung 6.7 Reflexionsbedingte Änderungen (ΔE_r) der Oberflächenemission als Funktion der optischen Dicke (δ).

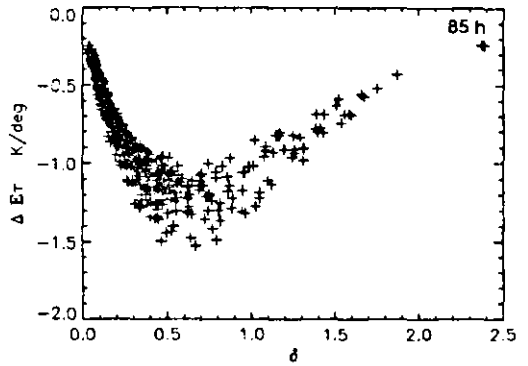
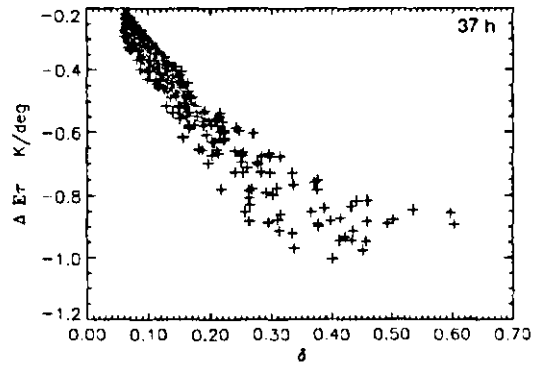
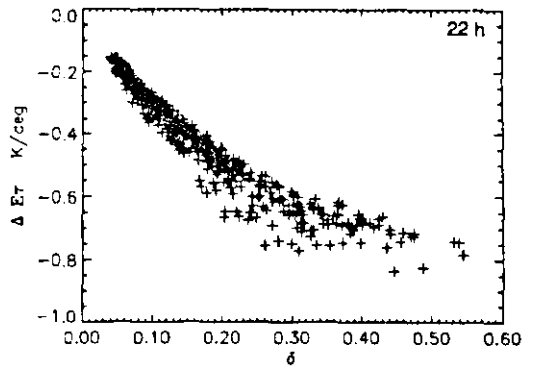
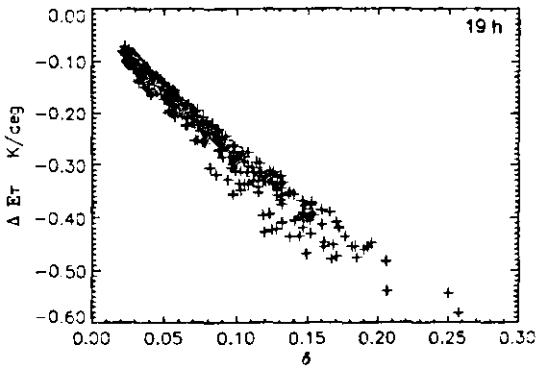
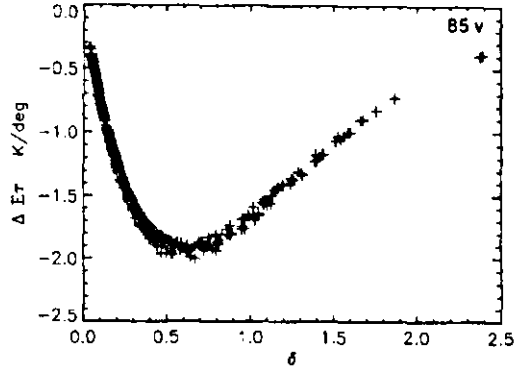
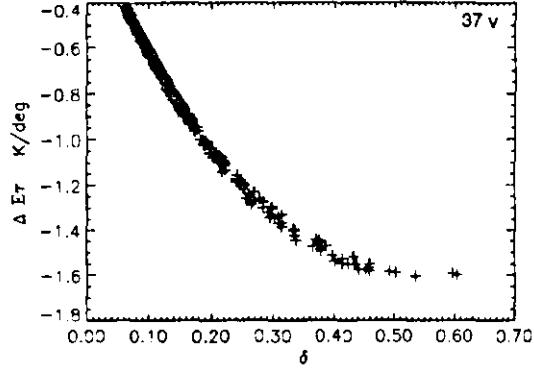
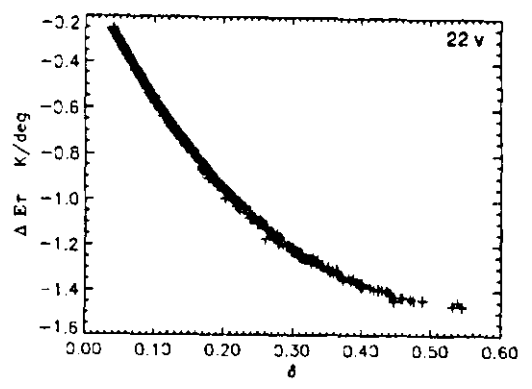
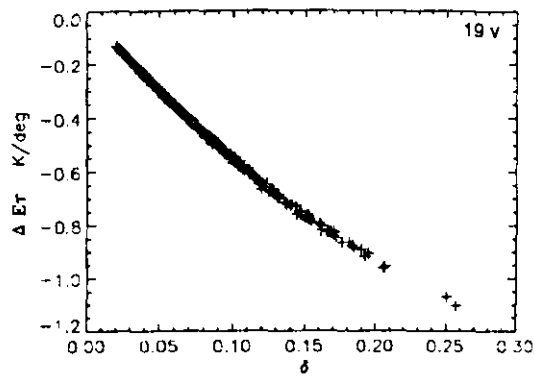


Abbildung 6.8 Transmissionsbedingte Änderungen ($\Delta\mathcal{E}_r$) der Oberflächene-
mission als Funktion der optischen Dicke (δ).

abhängig von der Windgeschwindigkeit ist. Die entsprechend geringe Streuung der Helligkeitstemperaturänderungen resultiert aus den unterschiedlichen Oberflächentemperaturen. Die *horizontal* polarisierten Kanäle weisen eine wesentlich größere Streuung auf, die aus der hohen Empfindlichkeit der Reflexion zur Windgeschwindigkeit resultiert. Hier ist, im Gegensatz zur vertikal polarisierten Komponente, die Reflexion von der Windgeschwindigkeit abhängig, nicht aber die Reflexionsänderung. Auch hier ist der Einfluß der Ozeanoberflächentemperatur gering. Während sich die Effekte der beiden Terme von (11) für die vertikalen polarisierten Kanäle teilweise kompensieren, addieren sie sich für die horizontalen polarisierten.

6.3.3 Gesamtänderung der Helligkeitstemperaturen

Auf die Effekte der anderen Terme von (5) soll nicht im einzelnen eingegangen werden, denn sie entsprechen dem oben diskutierten Verhalten, mit dem Unterschied, daß die reflexionsbedingten Änderungen ihr Vorzeichen umkehren und sich somit die horizontal polarisierten Kanäle teilweise kompensieren. Die Helligkeitstemperaturänderungen der einzelnen Terme von (5) sind, mit Ausnahme der reflektierten Weltraumstrahlung, in Abbildung 6.9 als Funktion der optischen Dicke dargestellt, die Gesamtänderung in Abbildung 6.10.

Die Gesamtänderung der *vertikal* polarisierten Kanäle wird durch den Anteil der Oberflächenemission bei niedrigen optischen Dicken dominiert. Die starke Streuung der Werte resultiert aus der hohen Empfindlichkeit der Winkelsensitivität der Reflexion von der Windgeschwindigkeit. Für hohe optische Dicken bestimmt die Winkelsensitivität der atmosphärischen Emission die Gesamtänderung. Der Anteil der reflektierten Atmosphärenstrahlung ist sehr klein und negativ. Die Änderungen der horizontal polarisierten Kanäle wird im wesentlichen durch die Winkelsensitivität der atmosphärischen Emission bestimmt. Der Anteil der Oberflächenemission ist bei den niederfrequenten Kanälen nahezu konstant mit etwa -1.5 Kelvin und erst bei hohen optischen Dicken des 85 GHz Kanals geht dieser Effekt gegen Null. Während die Oberflächenemission einen negativen Änderungsbeitrag liefert, sind die anderen Terme positiv. Dies resultiert in negativen Änderungen für geringe optische

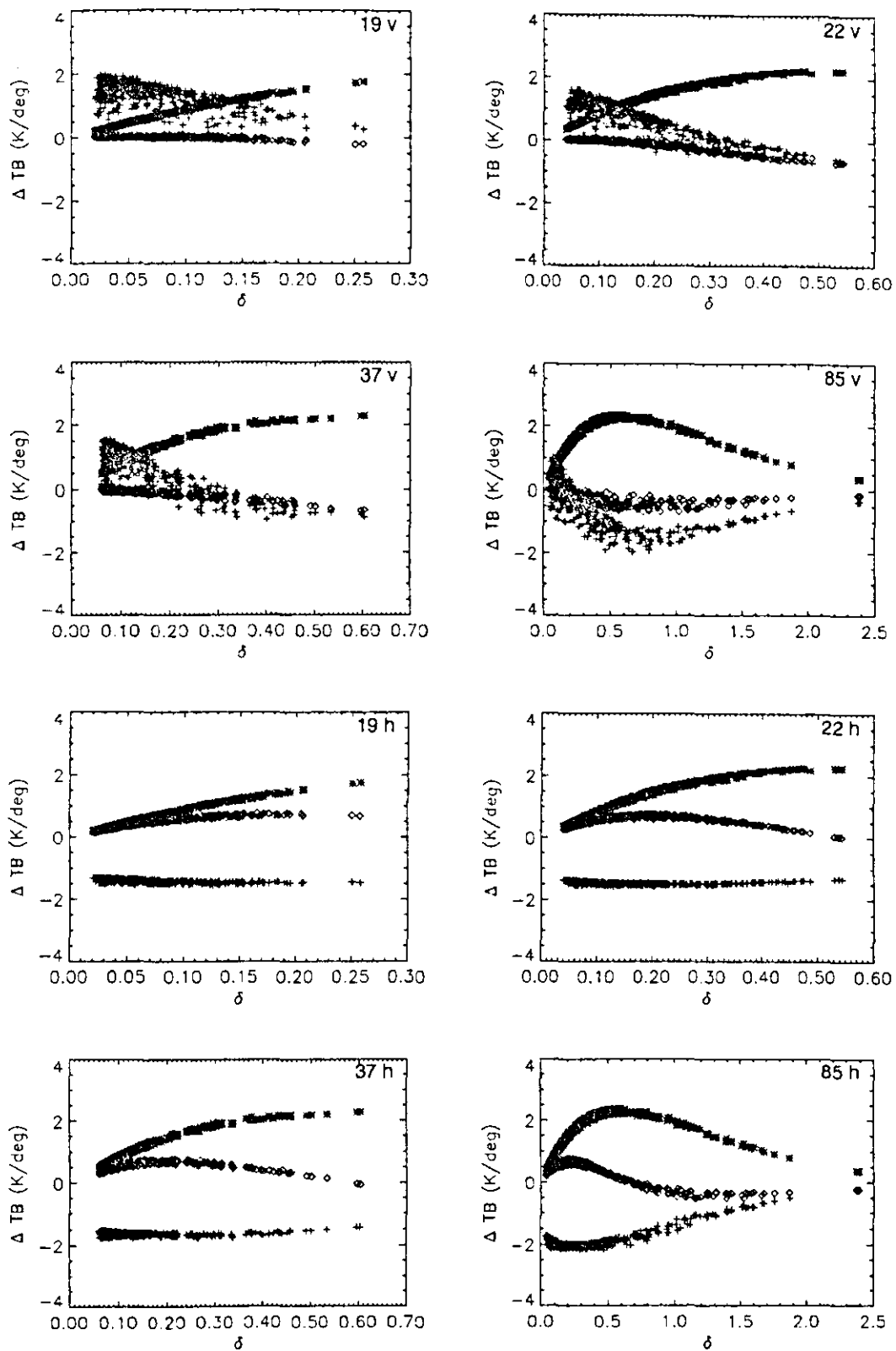


Abbildung 6.9 Winkelsensitivität (ΔTB) der einzelnen Komponenten der Strahlungstransportgleichung ((+) Oberflächenemission, (*) atmosphärische Emission, (◊) reflektierte atmos. Emission) als Funktion der optischen Dicke (δ).

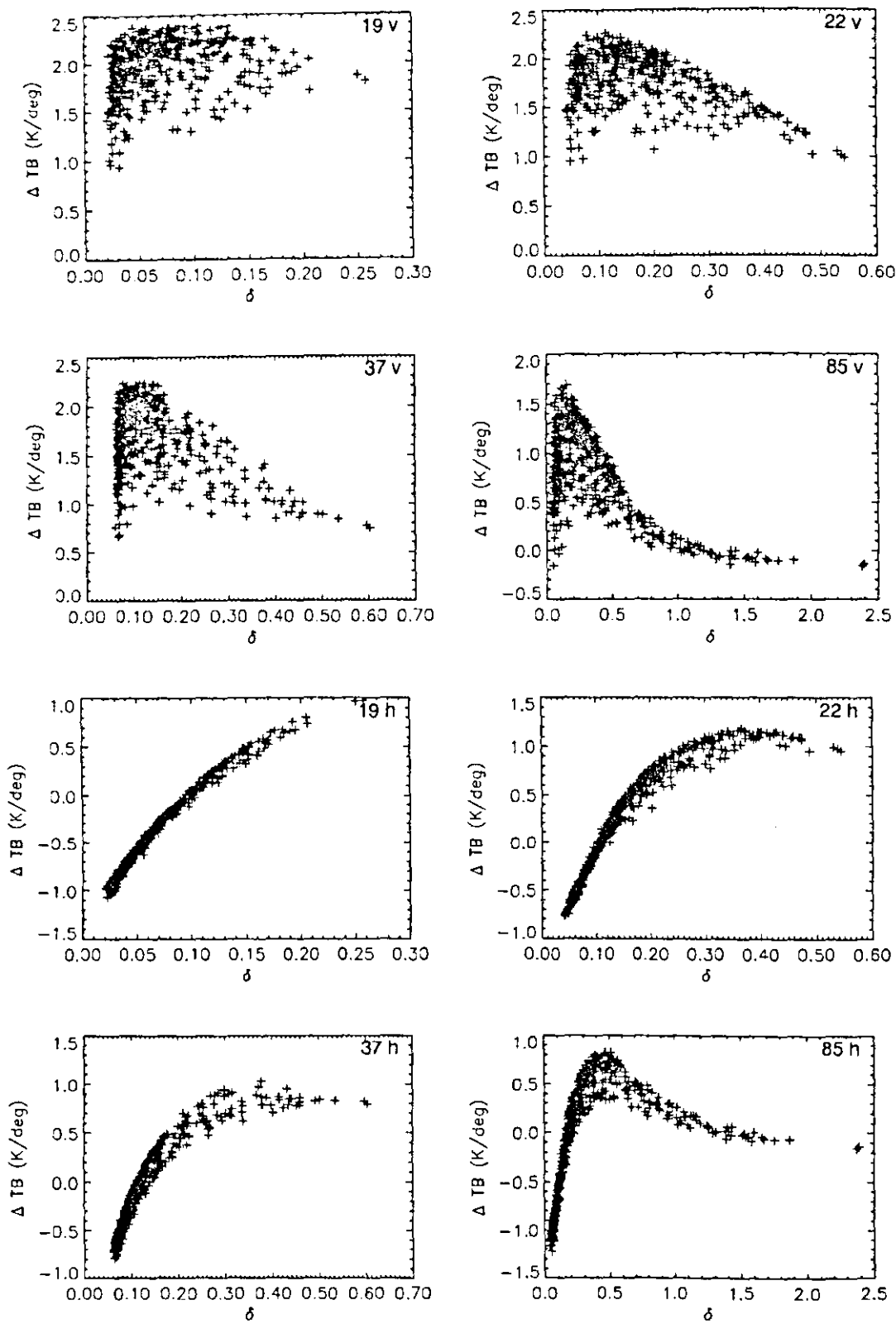


Abbildung 6.10 Winkelsensitivitäten (ΔTB) als Summe der einzelnen Terme der Strahlungstransportgleichung als Funktion der optischen Dicke (δ).

Dicken und positive für hohe optische Dicken. Die optische Dicke für den Nulldurchgang der Gesamtänderung nimmt mit der Frequenz zu: 0.08 bei 19 GHz bis 0.2 bei 85 GHz. Die hier berechneten Gesamtänderungen stimmen mit Simulationen für polare und tropische Atmosphären von Hollinger (1989) überein.

6.3.4 Einfluß auf abgeleitete meteorologische Parameter

Die Änderungen der Helligkeitstemperaturen durch die Variation des Zenitwinkels bewirken entsprechende Fehler der aus SSM/I Messungen abgeleiteten meteorologischen Parameter, sofern der Zenitwinkel nicht explizit berücksichtigt wird. Für die Abschätzung des Fehlers werden Algorithmen (siehe Anhang B) für Gesamtwasserdampfgehalt und Windgeschwindigkeit (Simmer 1994), sowie Flüssigwasser (Karstens 1994) auf die simulierten Helligkeitstemperaturen für die Zenitwinkel 52° , 53° , 54° und 55° angewendet. Der Fehler, definiert als die Differenz der Werte bei gegebenem Zenitwinkel zu den Werten bei nominalen Zenitwinkel ($\theta=53.0^{\circ}$), ist in Abbildung 6.11 als Funktion der nominalen Werte dargestellt. Mit zunehmender Abweichung des Zenitwinkels vom nominalen Wert nehmen die Fehler des Gesamtwasserdampf- und des Flüssigwassergehaltes absolut zu und betragen etwa 5% pro Grad Winkelabweichung. Während der Fehler für den Gesamtwasserdampf- und den Flüssigwassergehalt mit zunehmenden Wert zunimmt, ist der Fehler der Windgeschwindigkeit bei geringen Werten am größten. Insgesamt betrachtet, sind die Fehler durch abweichende Zenitwinkel vom nominalen Wert deutlich größer, als die zu erwartenden Fehler durch das Radiometerrauschen.

6.4 Korrektur der Helligkeitstemperaturen für Zenitwinkelvariationen

Die Analyse der Effekte einer Zenitwinkelvariation im vorgehenden Abschnitt zeigt, daß die Änderungen der Helligkeitstemperaturen mehr als 2 Kelvin pro Grad Winkeländerung betragen können. Die daraus resultierenden Abweichungen der abgeleiteten meteorologischen Parameter machen deutlich, daß eine Korrektur der Helligkeitstemperaturen notwendig ist. Für die Ableitung einer Korrektur werden Hellig-

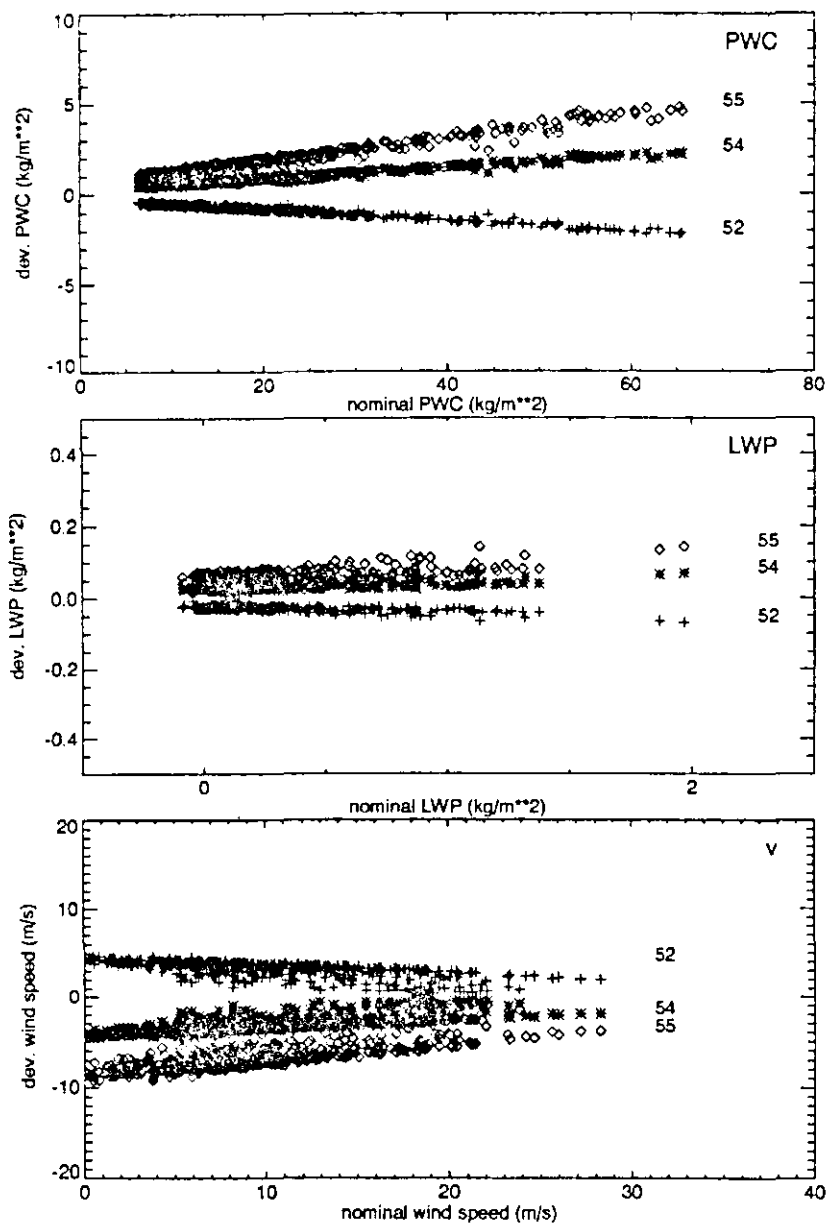


Abbildung 6.11 Differenzen des Gesamtwasserdampfgehalt (*PWC*), Flüssigwasser (*LWP*) und der Windgeschwindigkeit (*v*) abgeleitet aus simulierten Helligkeitstemperaturen bei 52°, 54° und 55° Zenitwinkel zu denen bei 53° als Funktion der Werte bei einem Zenitwinkel von 53°.

keitstemperaturen für die Frequenzen der SSM/I Kanäle im Zenitwinkelbereich von 52° bis 55° mit einer Auflösung von 0.1° simuliert. Die Berechnung der Helligkeitstemperaturen wurde mit einer 'cubic spline' Interpolation über 32 Gauß'sche Winkel, statt acht, vorgenommen (vgl. Kapitel 3). Eine Verdopplung der Gauß'schen Winkel auf 64 Werte zeigte keine Verbesserung der Genauigkeit.

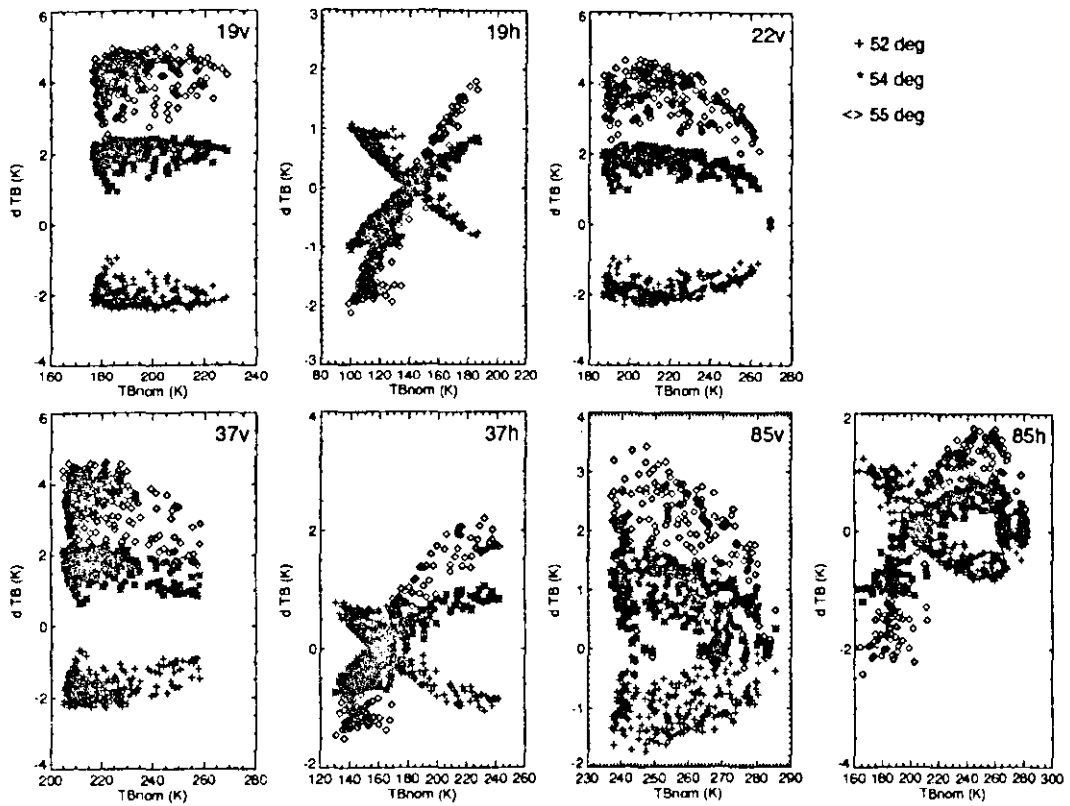


Abbildung 6.12 Abweichungen simulierten Helligkeitstemperaturen ($d TB$) der SSM/I Kanäle für die Zenitwinkel 52° , 54° und 55° zur nominalen Helligkeitstemperatur als Funktion der nominalen Helligkeitstemperatur (TB_{nom}).

Abbildung 6.12 zeigt die Abweichungen der Helligkeitstemperaturen für die Zenitwinkel 52° , 54° und 55° zur nominalen Helligkeitstemperatur ($\theta=53.0^\circ$) für alle SSM/I Kanäle. Die Differenzen, und damit auch die absoluten Helligkeitstemperaturen, der vertikal polarisierten Kanäle sind in erster Näherung unabhängig von der nominalen Helligkeitstemperatur und durch den Zenitwinkel bestimmt. Die Abweichungen resultieren aus dem Effekt, daß mit zunehmender optischer Dicke (= zunehmende Helligkeitstemperatur) die geringer werdende Winkelsensitivität der Ozeanoberflächenemission durch die zunehmende Winkelsensitivität der atmosphärischen Beiträge ausgeglichen wird (vgl. Abb. 6.9 und 6.10). Die Variation der Abweichungen ist durch die unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten bedingt.

Die Helligkeitstemperaturdifferenzen der horizontal polarisierten Kanäle sind in erster Näherung nicht nur vom Zenitwinkel abhängig, sondern auch von der nominalen Helligkeitstemperatur selbst. Dies erklärt sich aus der Eigenschaft, daß die Änderungen der atmosphärischen Emission und reflektierten atmosphärischen Strahlung mit zunehmender optischer Dicke zunehmen, während die Änderung der Oberflächenemission unabhängig von der optische Dicke ist. (vgl. Abb.6.9 und 6.10).

Aus Abbildung 6.12 wird deutlich, daß die Helligkeitstemperaturdifferenzen durch die Winkelsensitivität und der Zenitwinkelabweichung bestimmt werden. So sind die Differenzen bei einem Zenitwinkel von 55° in etwa ein konstantes vielfaches der Abweichungen bei 54° . Die Helligkeitstemperatur als Funktion des Zenitwinkels kann somit durch:

$$TB(\theta) = TB_{nom} + sl\Delta\theta \quad (12)$$

beschrieben werden. $\Delta\theta$ ist die Abweichung vom nominalen Zenitwinkel und sl die Winkelsensitivität der Helligkeitstemperatur ($\partial TB/\partial\theta$). Bei bekannter Winkelsensitivität läßt sich die nominale Helligkeitstemperatur aus (12) durch Invertierung berechnen.

Abbildung 6.13 zeigt die aus den simulierten Helligkeitstemperaturen berechneten Winkelsensitivitäten als Funktion der nominalen Helligkeitstemperaturen. Diese werden mit einer linearen Regression aus den Helligkeitstemperaturen für den Zenitwinkelbereich von 52° – 55° , bei einer Auflösung von 0.1° , berechnet ($TB(\theta) = a + sl\theta$). Die Winkelsensitivitäten der vertikal polarisierten Kanäle zeigen nur eine schwache Abhängigkeit von der nominalen Helligkeitstemperatur, während für die horizontal polarisierten Kanäle eine hohe positive Korrelation mit den nominalen Helligkeitstemperaturen besteht. Die geringe Änderung der atmosphärischen Transmission bei hohen optischen Dicken bewirkt beim 85 GHz horizontal polarisierten Kanal eine Abnahme der Winkelsensitivitäten bei hohen Helligkeitstemperaturen und führt damit zu einer starken Nichtlinearität.

Bei der Berechnung der Winkelsensitivitäten wurde vorausgesetzt, daß diese un-

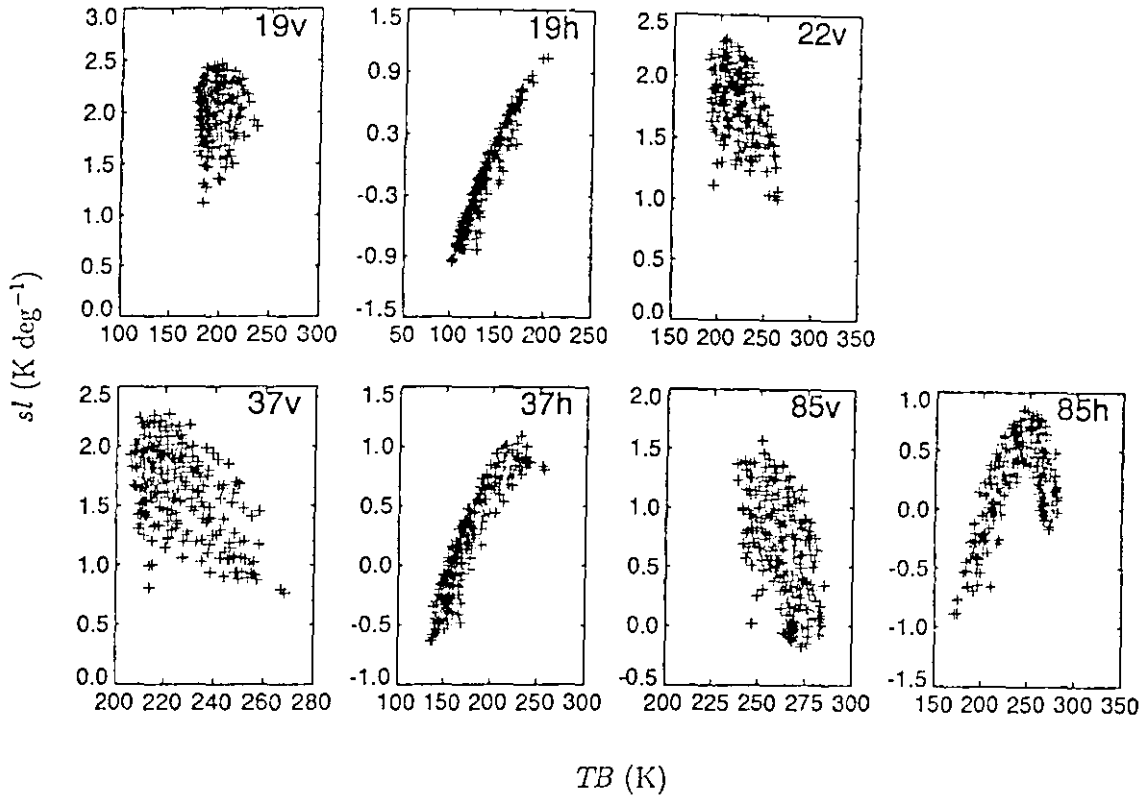


Abbildung 6.13 Winkelsensitivitäten simulierter Helligkeitstemperaturen (sl) für den Zenitwinkelbereich $52^\circ - 55^\circ$ als Funktion der nominalen Helligkeitstemperaturen (TB) für SSM/I Kanäle.

abhängig vom Zenitwinkel selbst sind. Um diese Annahme zu prüfen, werden die partiellen Winkelsensitivitäten der Helligkeitstemperaturen (sl_θ) aus den simulierten Helligkeitstemperaturen der Zenitwinkelbereiche $52^\circ-53^\circ$, $53^\circ-54^\circ$ und $54^\circ-55^\circ$ berechnet. Sie sind in Abbildung 6.14 als Differenz zur Winkelsensitivität für den Zenitwinkelbereich $52^\circ - 55^\circ$ am Beispiel des 19 GHz vertikal polarisierten Kanals dargestellt. Die Abweichungen sind zwar systematisch, jedoch sehr gering ($< 5\%$). Die übrigen SSM/I Kanäle zeigen ähnliche Abweichungen. Die Winkelsensitivitäten können somit als unabhängig vom Zenitwinkel betrachtet werden.

Physikalisch sind die Winkelsensitivitäten der Helligkeitstemperaturen durch die Transmission der Atmosphäre, der Ozeanoberflächentemperatur und dem Zustand

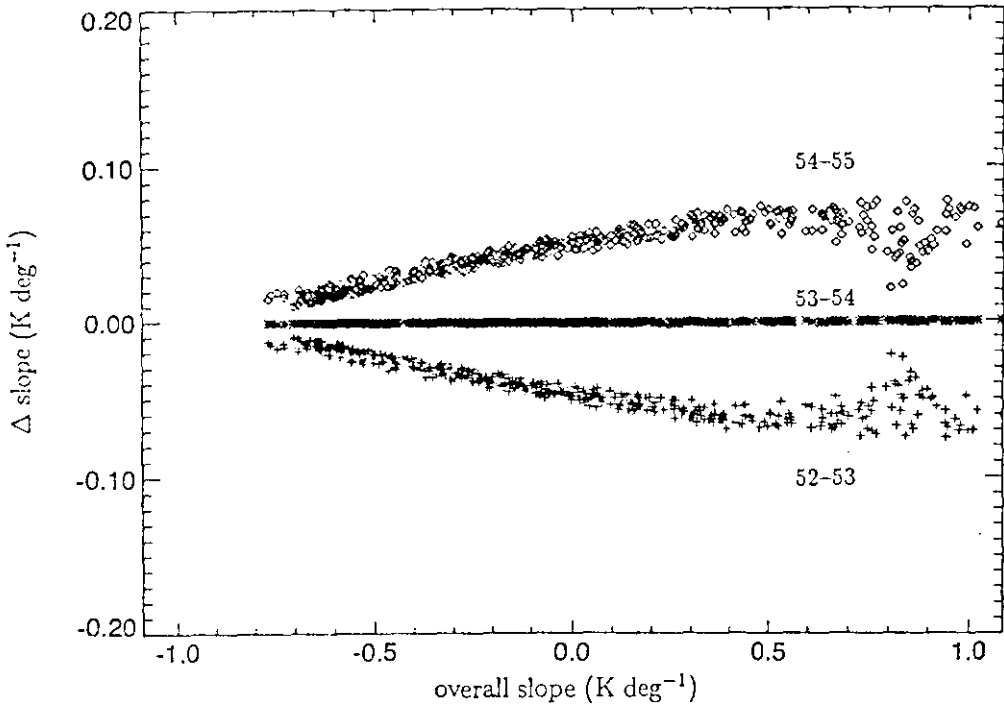


Abbildung 6.14 Differenzen der partiellen Winkelsensitivitäten (sl_θ) der Zenitwinkelbereiche $52^\circ - 53^\circ$, $53^\circ - 54^\circ$ und $54^\circ - 55^\circ$ zur nominalen Winkelsensitivität (sl) als Funktion von sl für 19 GHz vertikal polarisiert.

der Ozeanoberfläche bestimmt. Diese Größen bestimmen aber auch die Helligkeitstemperaturen selbst und somit müssen sich die Winkelsensitivitäten auch aus den Helligkeitstemperaturen ableiten lassen. Hierfür werden die Winkelsensitivitäten aus den simulierten nominalen Helligkeitstemperaturen durch eine multiple Regression der Form

$$sl_i = a_{0i} + \sum_j a_{ji} TB_{nom} \quad (13)$$

bestimmt, wobei i und j die niederfrequenten SSM/I Kanäle (19–37 GHz) bezeichnen. Die Auswahl der Kanäle für die Berechnung der Winkelsensitivitäten wurde nach dem partiellem F-Wert der Regression festgelegt (z. B. Draper und Smith 1981). Die berechneten Koeffizienten a_{ji} und die Werte der Regressionsstatistik sind in Tabelle 6.1 aufgeführt. Die 85 GHz Kanäle werden hier nicht verwendet, da für gemessene Helligkeitstemperaturen die räumliche Auflösung wesentlich größer ist, als die der niederfrequenten Kanäle und die Nichtlinearität der Winkelsensi-

Tabelle 6.1 Koeffizienten a_{ij} zur Berechnung der Winkelsensitivität der Helligkeitstemperaturen nach (13). r bezeichnet den multiplen Korrelationskoeffizienten und σ den Standardfehler der Regression.

channel	a_0	a_{19v}	a_{19h}	a_{22v}	a_{37v}	a_{37h}	r	σ
19 v	-7.586	0.07848	-0.06253	$7.633 \cdot 10^{-3}$	0.0	$6.136 \cdot 10^{-3}$	0.98	0.054
19 h	-6.964	0.0	0.0	0.01499	0.01551	0.0	0.99	0.061
22 v	-4.791	0.06859	-0.05930	0.0	-0.0	$6.853 \cdot 10^{-3}$	0.91	0.112
37 v	-6.142	0.06069	-0.05812	0.01731	0.0	0.0	0.98	0.080
37 h	-5.578	0.0	-0.02596	0.02358	0.0	0.02314	0.98	0.11

tivität bezüglich der Helligkeitstemperaturen für hohe optische Dicken zu Fehlern führt (vgl. Abb. 6.12).

Bei der Berechnung der Winkelsensitivitäten der Helligkeitstemperaturen wird von nominalen Helligkeitstemperaturen ausgegangen (13), die aber für gemessene Daten nicht vorliegen, sondern bestimmt werden sollen. Aus diesem Grund muß die Korrektur der Helligkeitstemperaturen iterativ durchgeführt werden (Abb. 6.15). Im ersten Iterationsschritt werden die gemessenen Helligkeitstemperaturen (TB_{sat}) als Schätzwerte für die nominalen Helligkeitstemperaturen (TB_{nom}) benutzt. Die Berechnung der Winkelsensitivitäten (sl) erfolgt im 2. Schritt nach (13). Mit dieser Winkelsensitivität werden im 3. Iterationsschritt gemäß (12) Schätzwerte der nominalen Helligkeitstemperaturen berechnet. Diese können dann wiederum im 2. Schritt zur Berechnung der Winkelsensitivitäten benutzt werden. Die Iteration wird beendet, wenn sich die Winkelsensitivitäten aller Kanäle um weniger als 0.01 K deg^{-1} ändern. Die dann resultierenden Helligkeitstemperaturen werden als die nominalen Helligkeitstemperaturen angesehen.

Zur Verifikation der Methode wird das Korrekturverfahren auf simulierte Helligkeitstemperaturen für die Zenitwinkel 52° , 54° und 55° angewendet. In Abbildung 6.16 sind die Differenzen der korrigierten Helligkeitstemperaturen (*) und der un-

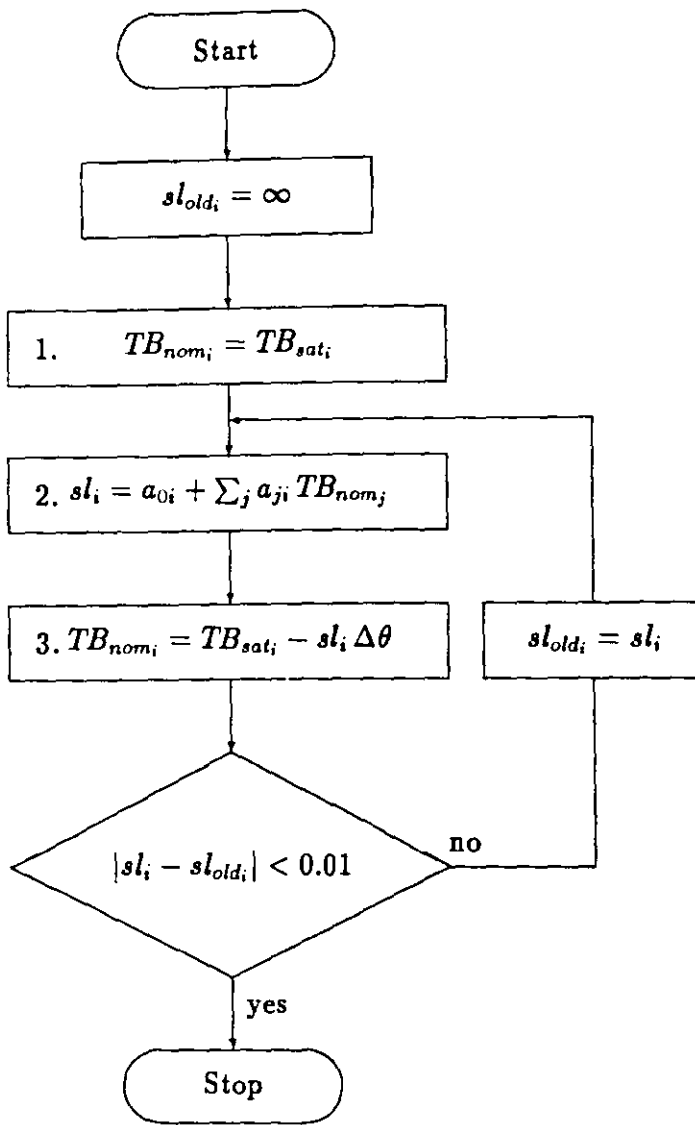


Abbildung 6.15 Schema der iterativen Korrektur der Helligkeitstemperaturen für Zenitwinkelabweichungen (siehe Text).

korrigierten Helligkeitstemperaturen (+) zu den nominalen Helligkeitstemperaturen für verschiedene Zenitwinkel dargestellt. Die korrigierten Helligkeitstemperaturen zeigen im Mittel keine systematische Differenz zu den nominalen Helligkeitstemperaturen (Bias=0.0 K) und die RMS-Differenzen (Tab. 6.2) sind kleiner, als die rauschäquivalenten Temperaturen der Kanäle. Bei hohen Helligkeitstemperaturen und großen Zenitwinkelabweichungen nimmt der systematische Fehler zu (bis zu 1 K), ist jedoch deutlich geringer als der, der unkorrigierten Helligkeitstemperaturen. Eine Erweiterung von (13) mit nichtlinearen Termen der Helligkeitstemperatu-

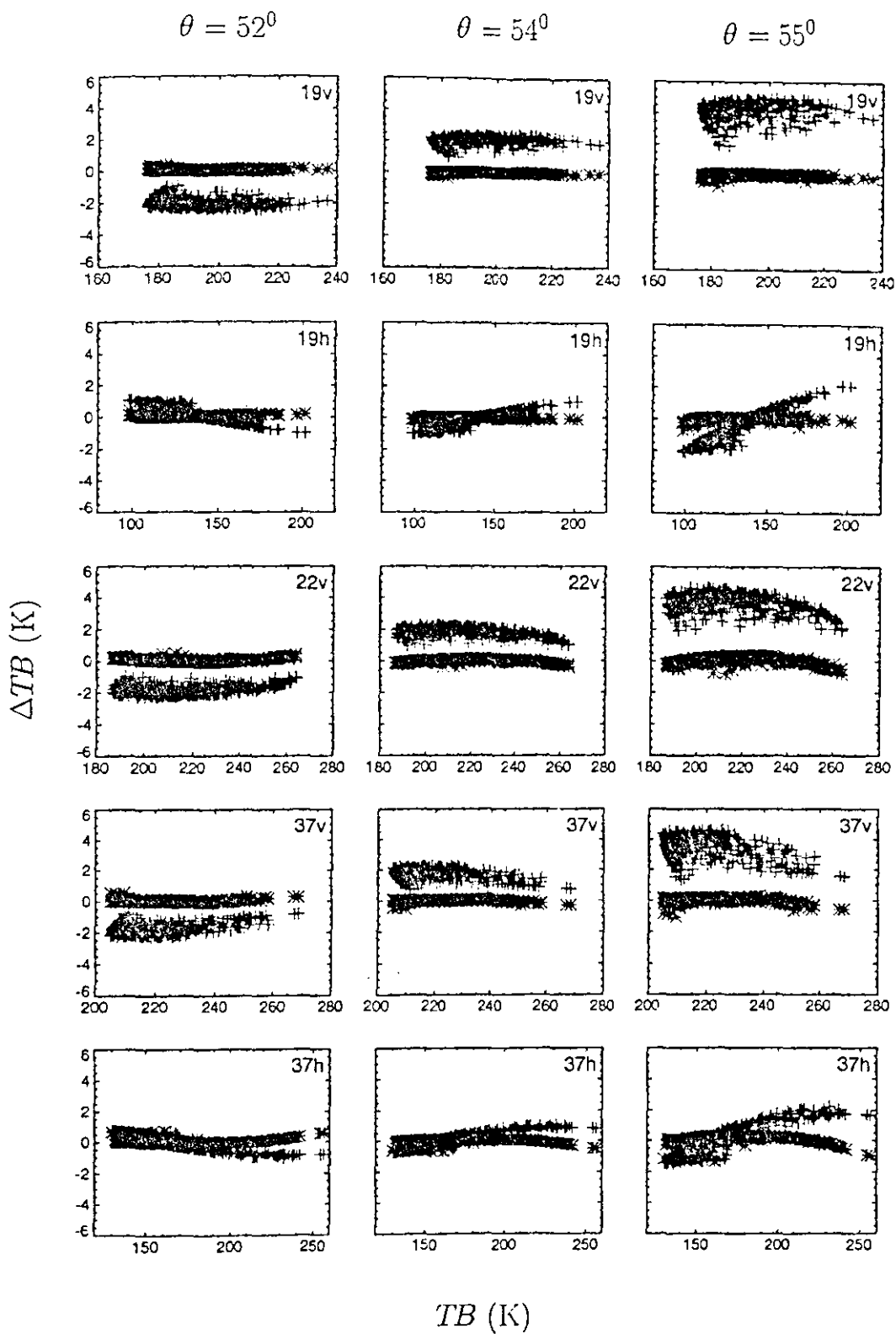


Abbildung 6.16 Differenzen der unkorrigierten (+) und korrigierten (*) simulierten Helligkeitstemperaturen zur nominalen Helligkeitstemperatur (ΔTB) für die Zenitwinkel 52° , 54° und 55° als Funktion der nominalen Helligkeitstemperatur.

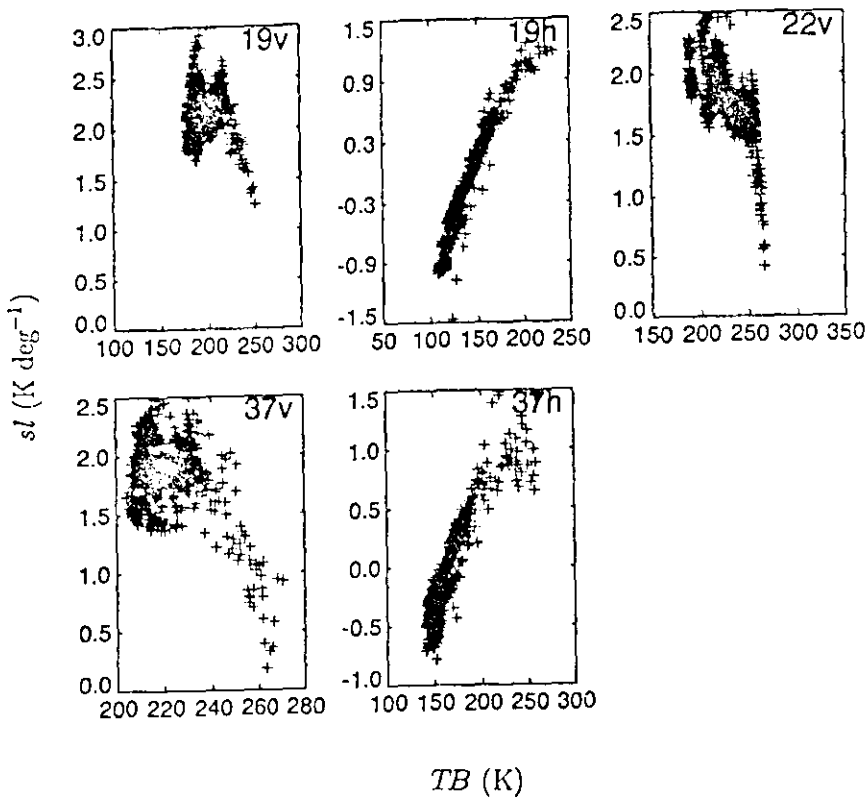


Abbildung 6.17 Winkelsensitivitäten (sl) der niederfrequenten SSM/I Kanäle als Funktion der berechneten nominalen Helligkeitstemperatur (TB) aus gemessenen Daten des DMSP F10 Überfluges 7844 vom 1. Juni 1992.

ren zeigt keine signifikante Verbesserung der Korrektur.

Eine direkte Verifikation der Korrektur an gemessenen Daten ist nicht möglich, da keine gleichzeitigen Messungen der Helligkeitstemperaturen für den nominalen Zenitwinkel und einen davon abweichenden Zenitwinkel vorliegen. Die Anwendung der Korrektur auf über Ozeanen gemessenen Helligkeitstemperaturen des DMSP F10 (Abb. 6.17) und die daraus resultierenden Winkelsensitivitäten gleichen denen der simulierten Helligkeitstemperaturen und bestätigen somit indirekt die Güte der Korrektur. Die systematischen Fehler der Strahlungstransportsimulationen haben nur einen geringen Einfluß auf die Berechnung der Korrekturkoeffizienten, da diese linear aus den Helligkeitstemperaturen berechnet werden.

Tabelle 6.2 RMS-Differenzen der korrigierten Helligkeitstemperaturen für verschiedene Zenitwinkel. NE Δ T bezeichnet die rauschäquivalente Temperatur der SSM/I Kanäle für den DMSP F8 vor dem Start (aus Hollinger 1989).

channel	TB ₅₂ - TB _{nom}	TB ₅₄ - TB _{nom}	TB ₅₅ - TB _{nom}	NE Δ T
	rms	rms	rms	
19 v	0.06	0.05	0.10	0.45
19 h	0.06	0.06	0.12	0.42
22 v	0.11	0.11	0.22	0.73
37 v	0.08	0.08	0.16	0.37
37 h	0.10	0.10	0.21	0.38

6.5 Ergebnisse

6.5.1 Korrekturen für DMSP F10 und F11 Helligkeitstemperaturen

Die Korrekturen der Helligkeitstemperaturen auf Grund der Zenitwinkelvariation sind für Daten des SSM/I auf DMSP F8, da die Zenitwinkelabweichungen vom nominalen Wert sehr klein sind ($\pm 0.2^\circ$), relativ gering (± 0.3 K) und liegen in der Größenordnung des Radiometerrauschens. Für Messungen der Radiometer auf den Satelliten DMSP F10 und F11 sind dagegen die Korrekturen wesentlich größer und betragen im Einzelfall über 2 Kelvin. Die Korrelation der Zenitwinkelabweichung mit der geographischen Breite (vgl. Abb. 6.3) führt zu einer breitenabhängigen Verteilung der Korrekturen, die selbst für das Monatsmittel (Juni 1992) dominant ist (Abbn. 6.18 und 6.19). Die Monatsmittel der Korrekturen der aufsteigenden DMSP F10 Überflüge liegen für die vertikal polarisierten Kanäle im Bereich von -2.0 bis 0.5 Kelvin, die der horizontal polarisierten Kanäle sind dagegen geringer mit -0.5 bis 1.0 Kelvin. Die Korrekturen der aufsteigenden DMSP F11 Überflüge reichen von -1.5 bis 0 Kelvin für die vertikal polarisierten und -0.5 bis 0.5 Kelvin für die horizontal polarisierten Kanäle. Die teilweise höheren Werte an den Polareiskanten sind auf die fehlerhafte Erkennung von Eis zurückzuführen.

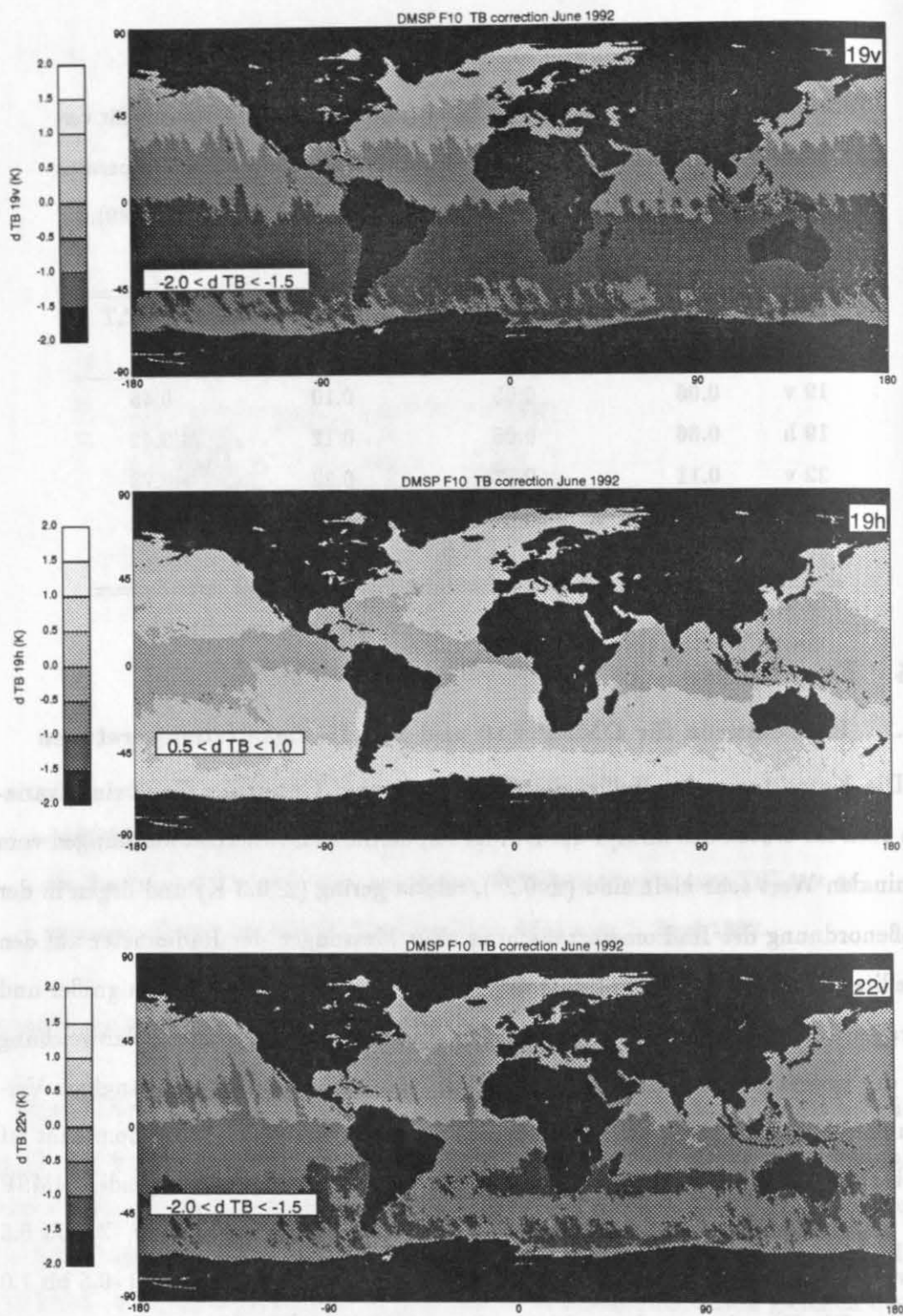


Abbildung 6.18 Monatsmittel (Juni 1992) der Helligkeitstemperaturkorrekturen für Zenitwinkelabweichungen der niederfrequenten SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) für aufsteigende Überflüge des DMSP F10. Die eingeblendeten Angaben bezeichnen das Temperaturintervall der umgebenden Graustufe.

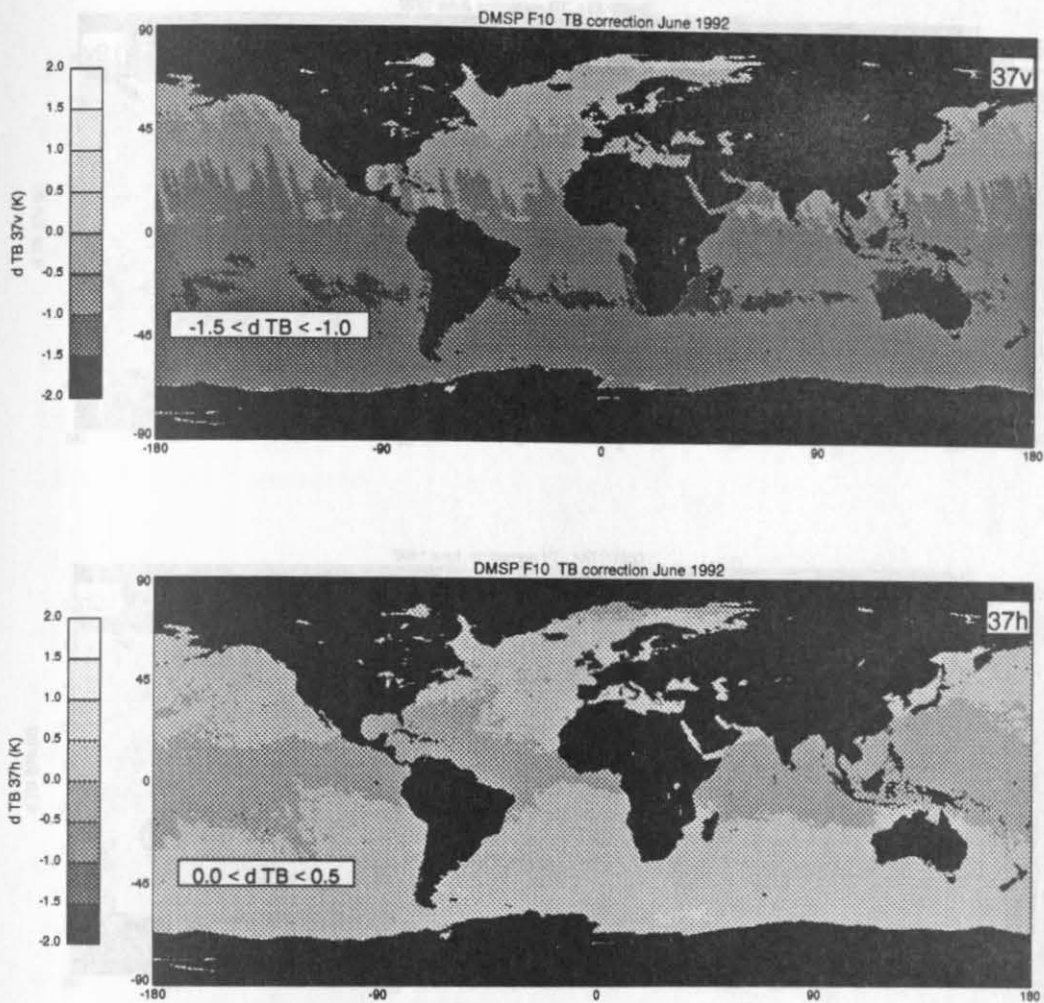


Abbildung 6.18 Fortsetzung

Die zonal gemittelten Korrekturen der DMSP F10 Messungen für auf- und absteigende Überflüge (Abb. 6.20) machen deutlich, wie sich das Gesamtmonatsmittel aus den Werten der einzelnen Überflugsrichtungen zusammensetzt. Das Mittel der einzelnen Überflugsrichtungen ist ebenfalls systematisch mit der geographischen Breite. Die Korrekturen der vertikal polarisierten Kanäle sind negativ mit bis zu -1 Kelvin, nur ab 40° N positiv. Die Werte der horizontal polarisierten Kanäle sind deutlich geringer mit einem Minimum am Äquator. Dies entspricht den theoretischen Ergebnissen. Die Werte der vertikal polarisierten Kanäle sind in erster Näherung nur von der Zenitwinkelabweichung abhängig. Für eine gegebene geographische Breite und Überflugsrichtung ist das Vorzeichen der Zenitwinkelabweichung

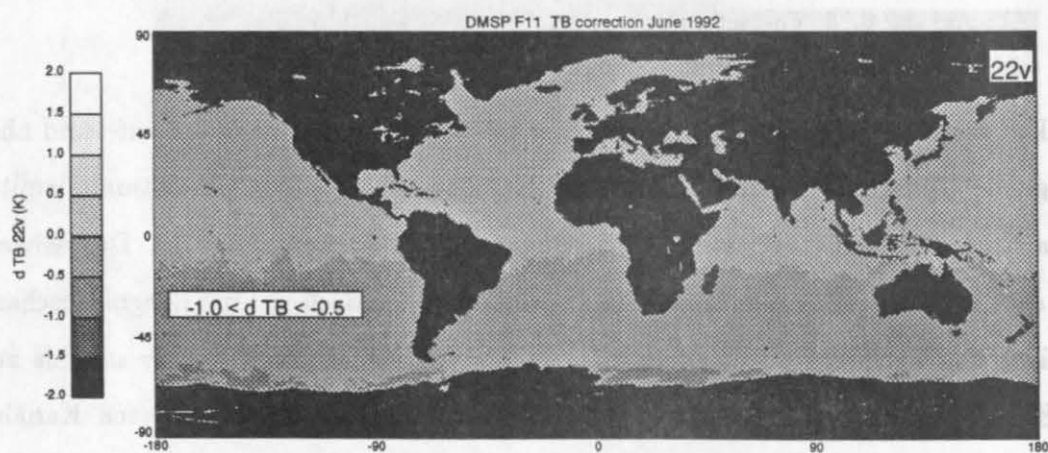
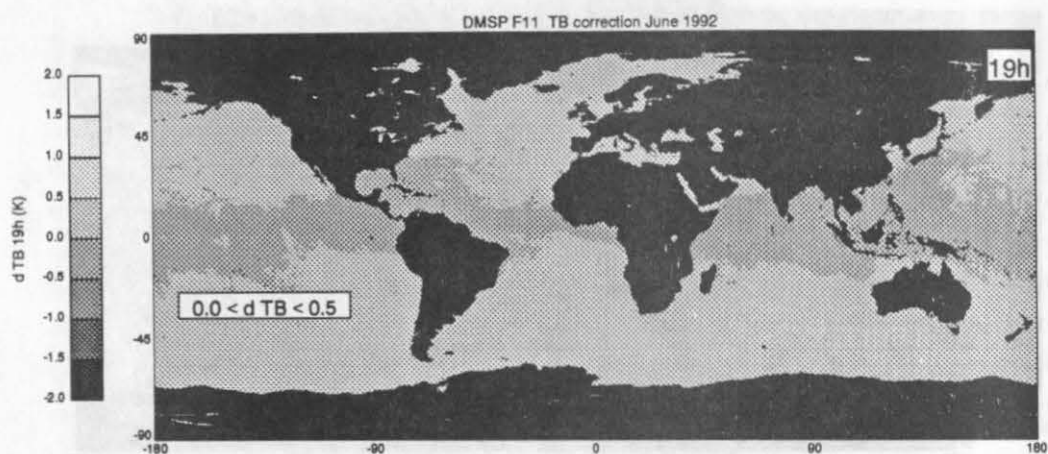
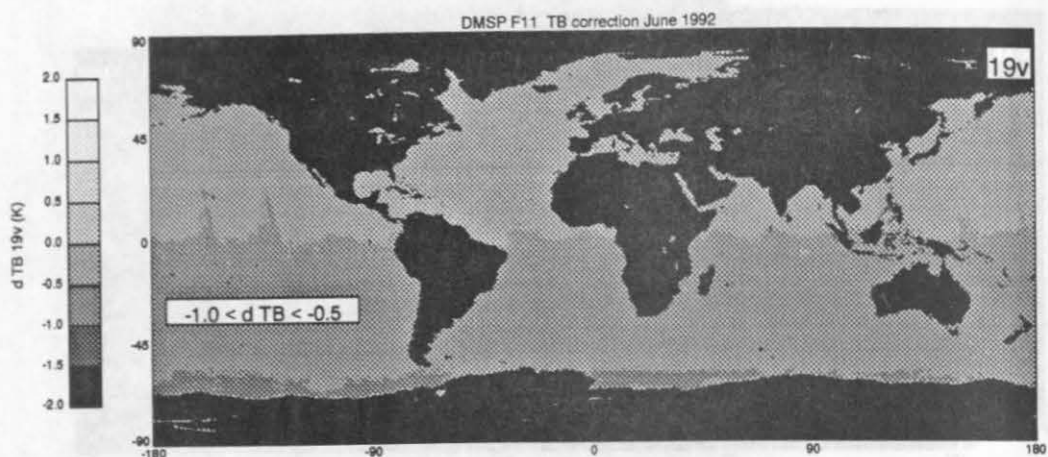


Abbildung 6.19 Monatsmittel (Juni 1992) der Helligkeitstemperaturkorrekturen für Zenitwinkelabweichungen der niederfrequenten SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) für aufsteigende Überflüge des DMSP F11. Die eingeblendeten Angaben bezeichnen das Temperaturintervall der umgebenden Graustufe.

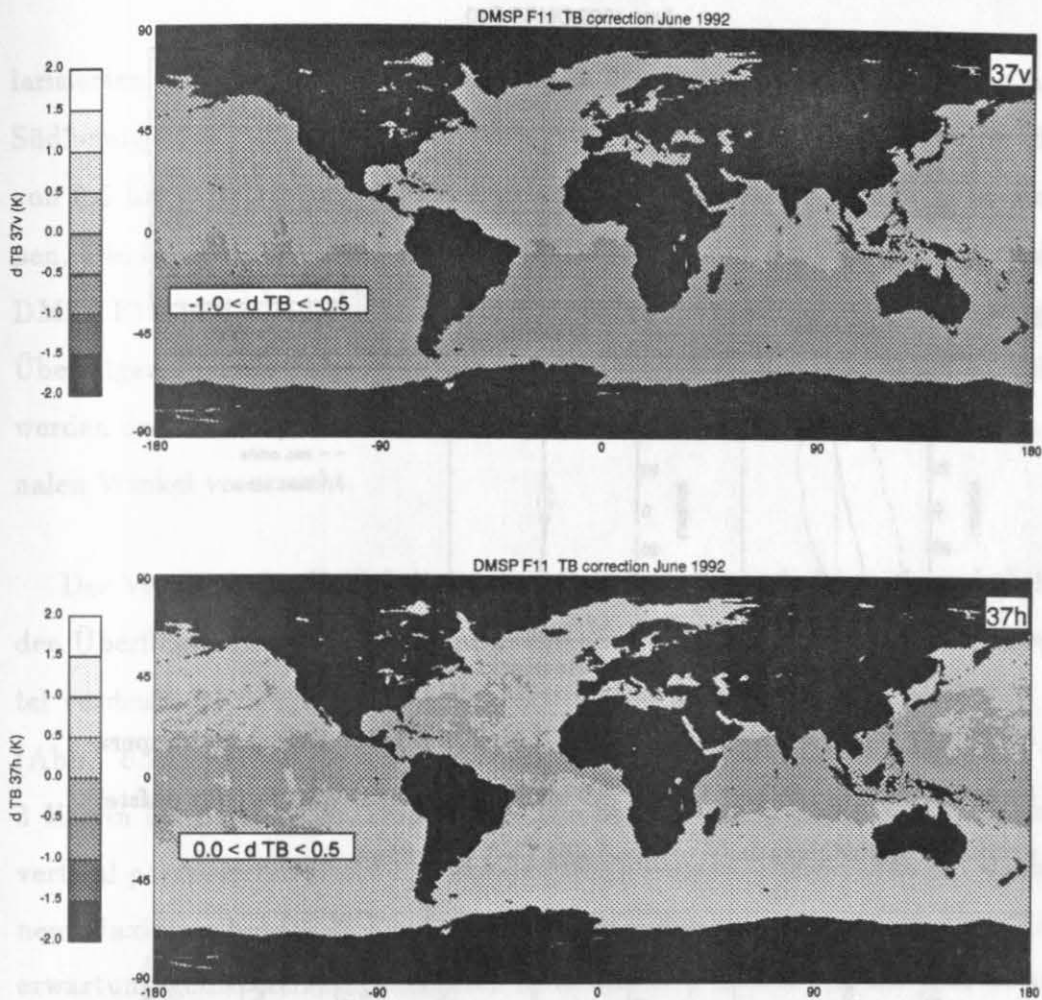


Abbildung 6.19 Fortsetzung

während des Monats fast immer gleich und Korrekturen mit gleichem Vorzeichen resultieren für den ganzen Monat. Die Werte der horizontal polarisierten Kanäle sind, neben der der Winkelabweichung, auch von den Helligkeitstemperaturen selbst abhängig. Bei konstanter Winkelabweichung treten negative und positive Korrekturen auf, die dazu tendieren, sich im Mittel aufzuheben. Das Gesamtmonatsmittel, auf- und absteigende Überflüge, wird durch die Mittelung über beide Überflugrichtungen ausgeglichen. Es repräsentiert aber nicht die einzelnen Überflugrichtungen.

Die entsprechenden zonalen Monatsmittel der Korrekturen für DMSP F11 Helligkeitstemperaturen sind in Abbildung 6.21 gezeigt. Die Werte der vertikal po-

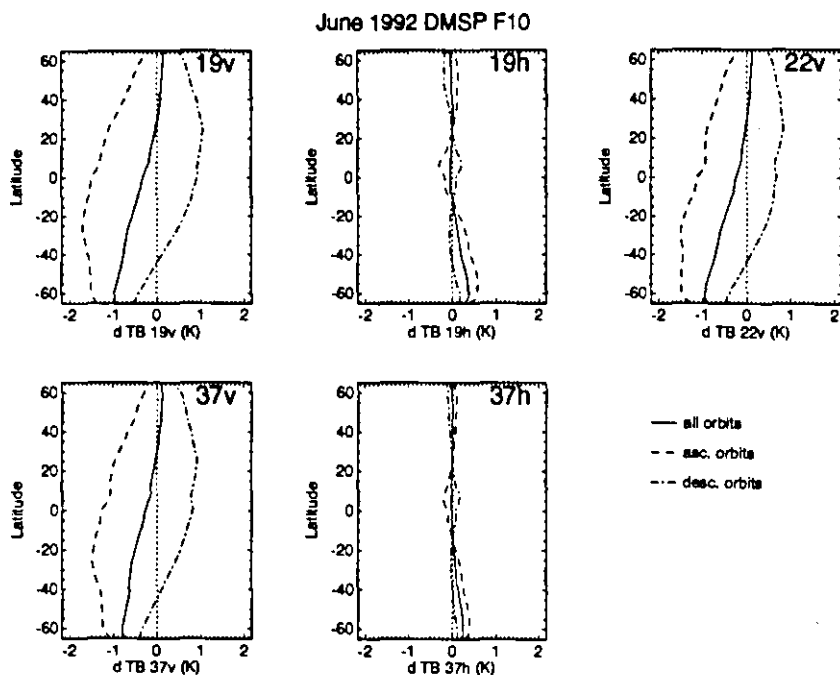


Abbildung 6.20 Zonale Monatsmittel (Juni 1992) der Helligkeitstemperaturkorrekturen der SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) des DMSP F10 für aufsteigende (—), absteigende (---) und alle (—) Überflüge.

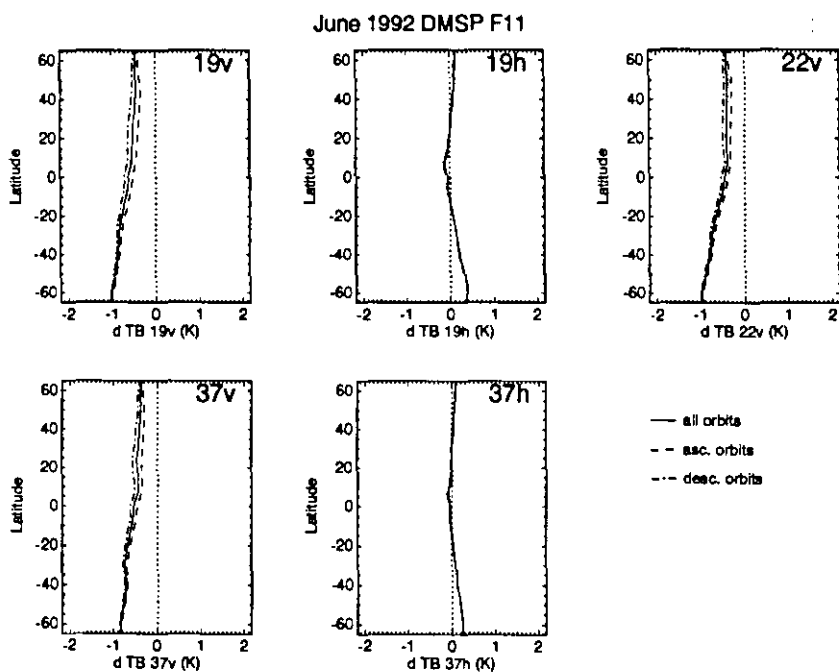


Abbildung 6.21 Zonale Monatsmittel (Juni 1992) der Helligkeitstemperaturkorrekturen der SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) des DMSP F11 für aufsteigende (—), absteigende (---) und alle (—) Überflüge.

larisierten Kanäle sind negativ mit einem Maximum von etwa -1 Kelvin auf der Südhemisphäre. Die Mittel der horizontal polarisierten Kanäle liegen im Bereich von 0.5 bis 0 Kelvin mit Maxima zu den Polen und einem Minimum in den Tropen. Die Zenitwinkelschwankungen des DMSP F11 sind deutlich geringer als die des DMSP F10, und entsprechend kleinere Unterschiede zwischen auf- und absteigenden Überflügen sind die Folge. Die mit dem DMSP F10 vergleichbar hohen Korrekturen werden durch die systematisch höhere Zenitwinkelabweichung ($\approx 0.4^\circ$) vom nominalen Winkel verursacht.

Der Vergleich der Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen auf- und absteigenden Überflügen für korrigierte und unkorrigierte Messungen im zonalen Monatsmittel verdeutlicht den Effekt der Korrektur. Die Differenzen des DMSP F10 Daten (Abb. 6.22) weisen für die unkorrigierten Werte eine maximale Differenz bis zu 3 Kelvin im Bereich der Tropen auf. Die korrigierten Helligkeitstemperaturen der vertikal polarisierten Kanäle zeigen deutlich geringere Unterschiede mit einem kleinem Maximum bei 10° N. Die Differenzen der horizontal polarisierten Kanäle weisen erwartungsgemäß keine signifikanten Unterschiede zwischen den korrigierten und unkorrigierten zonalen Mitteln auf. Die DMSP F11 Daten zeigen auf Grund der fast gleichen Korrekturen für beide Überflugsrichtungen keine Unterschiede in den Differenzen zwischen den unkorrigierten und korrigierten Helligkeitstemperaturen (Abb. 6.23). Die korrigierten Differenzen zwischen den ab- und aufsteigenden Überflügen der beiden Satelliten sind jedoch nicht identisch. Während die DMSP F10 Daten eine mittlere positive Differenz von 0.5 Kelvin für alle Kanäle aufweisen, sind die Differenzen der DMSP F11 Daten negativ mit bis zu -3 Kelvin für den 37 GHz horizontal polarisierten Kanal.

Die Unterschiede der korrigierten Helligkeitstemperaturen zwischen beiden Satelliten (DMSP F10 minus DMSP F11) weisen im zonalen Mittel für die aufsteigenden Überflüge (Abb. 6.24a) eine systematische Zunahme der Differenzen von Süden nach Norden auf. Eine ähnliche Änderung der Differenzen als Funktion der geographischen Breite ist für die absteigenden Überflüge nicht vorhanden (Abb. 6.24b). Die

June 1992 DMSP F10

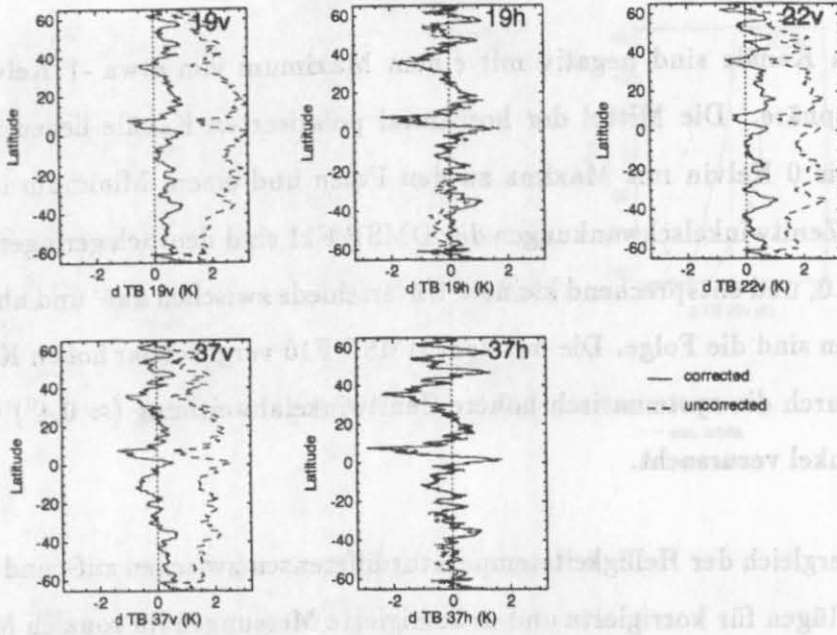


Abbildung 6.22 Differenzen zwischen auf- und absteigenden Überflügen im zonalen Monatsmittel (Juni 1992) für korrigierte (—) und unkorrigierte (---) Helligkeitstemperaturen der SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) des DMSP F10.

June 1992 DMSP F11

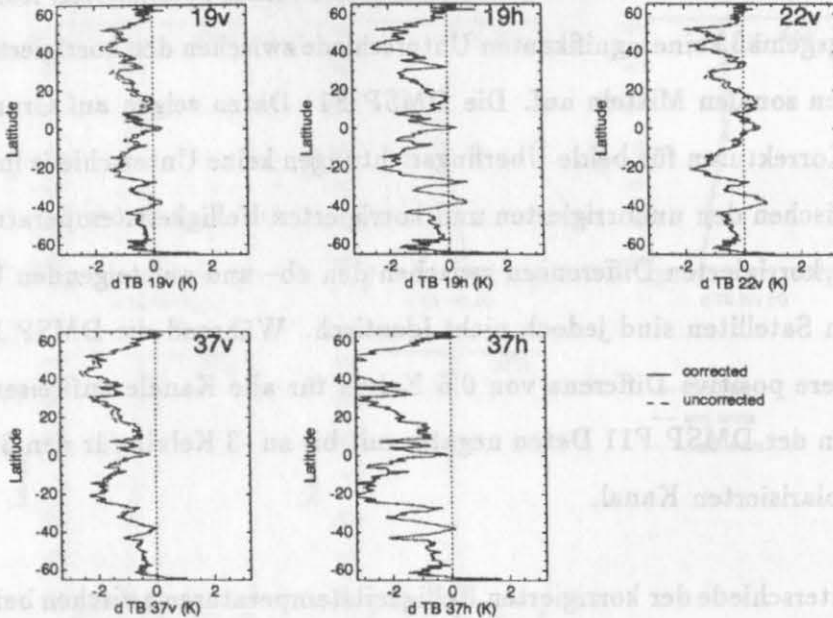


Abbildung 6.23 Differenzen zwischen auf- und absteigenden Überflügen im zonalen Monatsmittel (Juni 1992) für korrigierte (—) und unkorrigierte (---) Helligkeitstemperaturen der SSM/I Kanäle (19 bis 37 GHz) des DMSP F11.

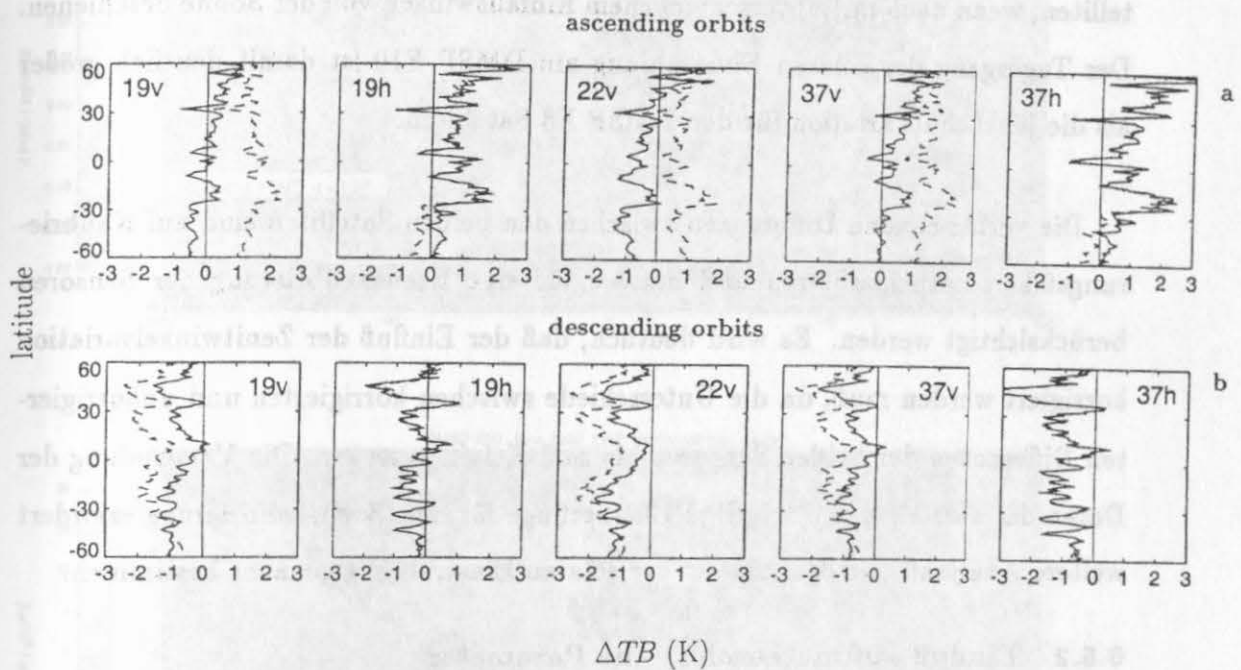


Abbildung 6.24 Differenzen der DMSP F10 und F11 Helligkeitstemperaturen im zonalen Monatsmittel (Juni 1992) für (a) aufsteigende und (b) absteigende Überflüge. Durchgezogene Linien bezeichnen die Differenzen für DMSP F10 korrigiert minus DMSP F11 korrigiert, gestrichelte Linien für DMSP F10 unkorrigiert minus DMSP F11 korrigiert.

Unterschiede zwischen den unkorrigierten DMSP F10 und korrigierten DMSP F11 Messungen sind größer und täuschen für die absteigenden Überflüge eine Zunahme (absolut) der Differenzen nach Norden hin vor. Ein Tagesgang der meteorologischen Parameter ist wahrscheinlich nicht die Ursache für die Differenzen, da die lokale Überflugszeit nur um etwa 4 Stunden differiert. Die Zunahme der Differenzen als Funktion der geographische Breite kann aber durch die solare Einstrahlung am Satelliten erklärt werden. Der DMSP F10 fliegt nicht, wie der DMSP F8 und F11, in der Dämmerungszone, sondern während des aufsteigenden Überflugs am Abend (21:30 LST) auf der Südhemisphäre und den niederen Breiten der Nordhemisphäre in der Dunkelheit. Während des absteigenden Überfluges werden jedoch beide Sa-

telliten, wenn auch mit unterschiedlichem Einfallswinkel, von der Sonne beschienen. Der Tagesgang der solaren Einstrahlung am DMSP F10 ist damit deutlich größer als die jährliche Variation für den DMSP F8 Satelliten.

Die verbleibenden Differenzen zwischen den beiden Satelliten sind auf Kalibrierungsfehler zurückzuführen und müssen für eine Kreuzkalibrierung der Sensoren berücksichtigt werden. Es wird deutlich, daß der Einfluß der Zenitwinkelvariation korrigiert werden muß, da die Unterschiede zwischen korrigierten und unkorrigierten Differenzen der beiden Sensoren bis zu 1 Kelvin betragen. Die Verwendung der Daten der aufsteigenden DMSP F10 Überflüge für eine Kreuzkalibrierung erfordert weitere Analysen, die den Einfluß der solaren Einstrahlung genauer bestimmen.

6.5.2 Einfluß auf meteorologische Parameter

Die Korrektur der Helligkeitstemperaturen für Zenitwinkelvariationen der DMSP F10 und F11 Daten führt zu entsprechenden Änderungen der, aus den Helligkeitstemperaturen abgeleiteten, meteorologischen Parameter. Die Algorithmen zur Bestimmung des Gesamtwasserdampf- und Wolkenflüssigwassergehaltes, sowie der Windgeschwindigkeit an der Ozeanoberfläche aus den Helligkeitstemperaturen sind in Anhang B beschrieben.

Die Korrekturen der meteorologischen Parameter werden definiert als die Differenz der Parameter abgeleitet aus den korrigierten minus den abgeleiteten Werten aus den unkorrigierten Helligkeitstemperaturen. Wie auch bei den Helligkeitstemperaturen, zeigt sich im Monatsmittel (Juni 1992) bei den meteorologischen Parametern eine systematische Abhängigkeit der Korrekturen mit der geographischen Breite (Abbn. 6.25, 6.26). Im Monatsmittel liegen die Werte für den Gesamtwasserdampfgehalt zwischen -0.75 und 0.25 kg/m^2 (DMSP F10) und -0.75 bis 0 kg/m^2 (DMSP F11) mit von Süden nach Norden zunehmenden Werten. Die Maxima der DMSP F11 Korrekturen in den Tropen resultieren aus den hohen Winkelsensitivitäten (vgl. Kapitel 6.4) durch hohe Helligkeitstemperaturen bei einer nahezu konstanten Zenitwinkelabweichung ($\approx 0.4^\circ$). Die Korrekturen der DMSP F10 Da-

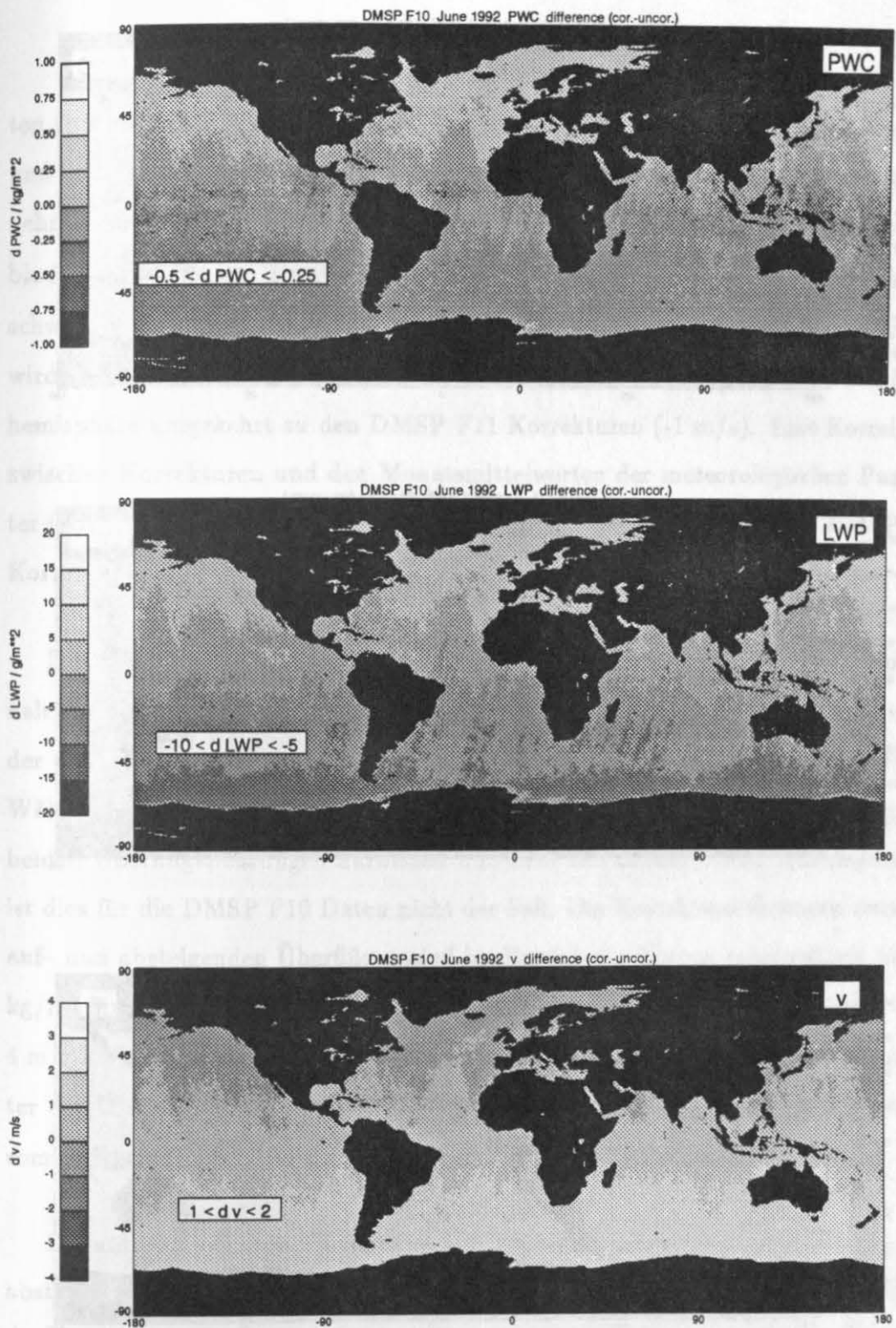


Abbildung 6.25 Monatsmittel der Korrekturen (Definition siehe Text) des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC), des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) der DMSP F10 Messungen für Juni 1992. Die eingeblendeten Angaben bezeichnen das Intervall der umgebenden Graustufe.

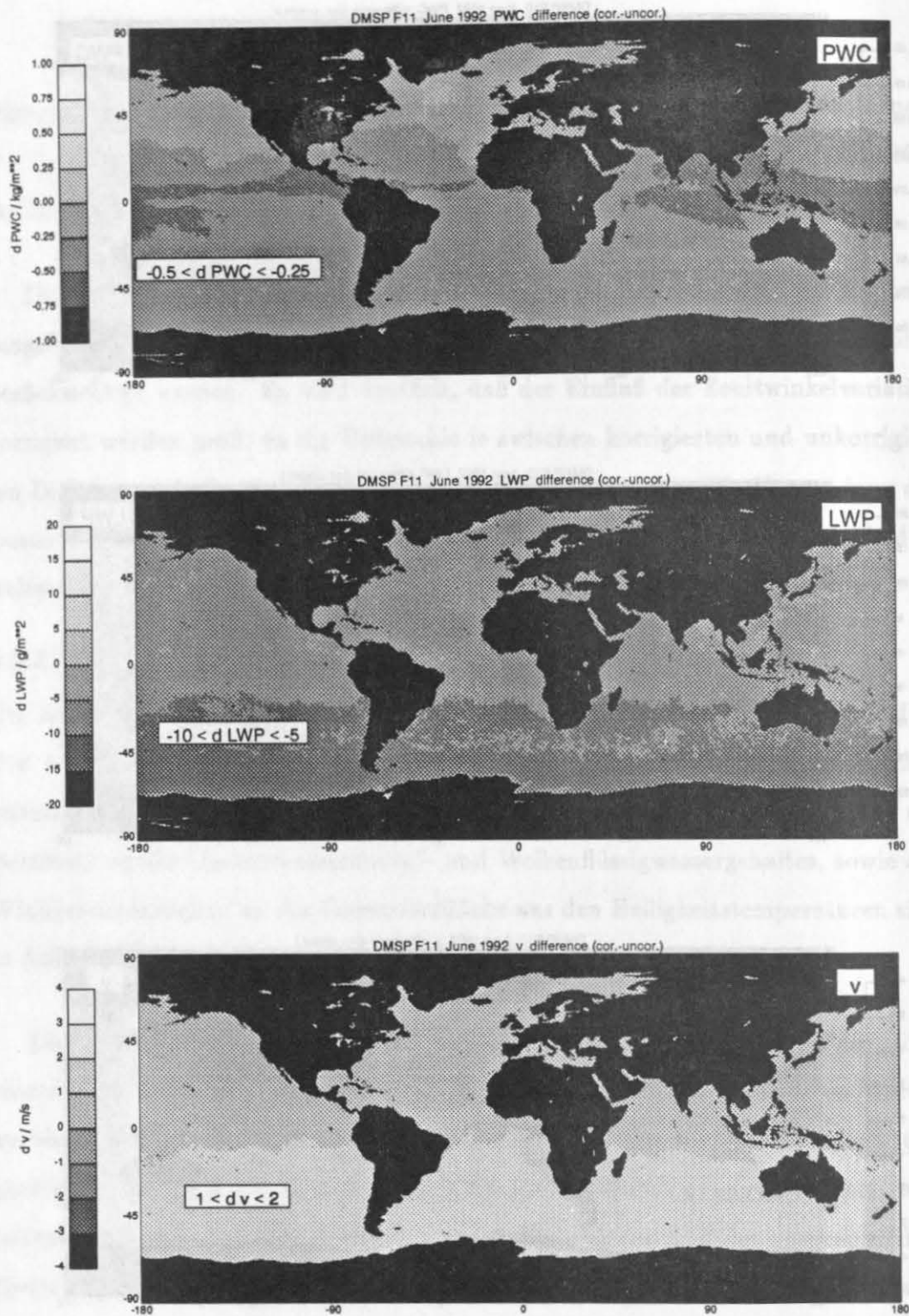


Abbildung 6.26 Monatsmittel der Korrekturen (Definition siehe Text) des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC), des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) der DMSP F11 Messungen für Juni 1992. Die eingeblendeten Angaben bezeichnen das Intervall der umgebenden Graustufe.

ten sind in den Tropen ebenfalls maximal, werden aber insgesamt durch die hohe und breitenabhängige Zenitwinkelvariation dominiert. Für den Flüssigwassergehalt nehmen die Korrekturen ebenfalls von Süden nach Norden zu mit Werten von -20 bis 5 g/m² (DMSP F10) und -20 bis -5 g/m² (DMSP F11). Während die Windgeschwindigkeit auf der Südhemisphäre für beide Satelliten mit bis zu 3 m/s korrigiert wird, ist das Vorzeichen der Korrektur für DMSP F10 Daten (1 m/s) auf der Nordhemisphäre umgekehrt zu den DMSP F11 Korrekturen (-1 m/s). Eine Korrelation zwischen Korrekturen und den Monatsmittelwerten der meteorologischen Parameter (Abb. 6.27), abgesehen von den lokalen Maxima in den Tropen für DMSP F11 Korrekturen, existiert nicht.

Die Darstellung der Korrekturen für auf- und absteigende Überflüge im zonalen Monatsmittel, Abbildung 6.28, zeigt die Abhängigkeit der Korrekturen von der Überflugsrichtung und entspricht den Korrekturen der Helligkeitstemperaturen. Während die DMSP F11 Korrekturen nur sehr geringe Unterschiede zwischen den beiden Überflugsrichtungen aufweisen und dem Gesamtmonatsmittel entsprechen, ist dies für die DMSP F10 Daten nicht der Fall. Die Korrekturdifferenzen zwischen auf- und absteigenden Überflügen sind im Bereich der Tropen maximal mit über 2 kg/m² für den Gesamtwasserdampfgehalt, 40 g/m² für den Flüssigwassergehalt und 4 m/s für die Windgeschwindigkeit. Die Korrekturen der meteorologischen Parameter der DMSP F10 Daten sind im Gesamtmonatsmittel (alle Überflugsrichtungen) somit nicht repräsentativ für die einzelnen Überflugsrichtungen.

Die unterschiedlichen Korrekturen der meteorologischen Parameter für auf- und absteigende Überflüge der DMSP F10 Daten haben einen entscheidenden Einfluß auf die abgeleiteten Tagesgänge (Abb. 6.29), definiert als Differenz zwischen Tag- und Nachtüberflügen. Der aus den unkorrigierten Helligkeitstemperaturen vorgetäuschte Tagesgang des Gesamtwasserdampfgehaltes hat ein Maximum in den Tropen mit fast 3 kg/m². Die vorgetäuschten Tagesgänge des Flüssigwassergehaltes und des Windes sind dagegen breitenunabhängig mit etwa 30 g/m², beziehungsweise 3 m/s. Die Tagesgänge der korrigierten Helligkeitstemperaturen sind für alle Parameter deutlich

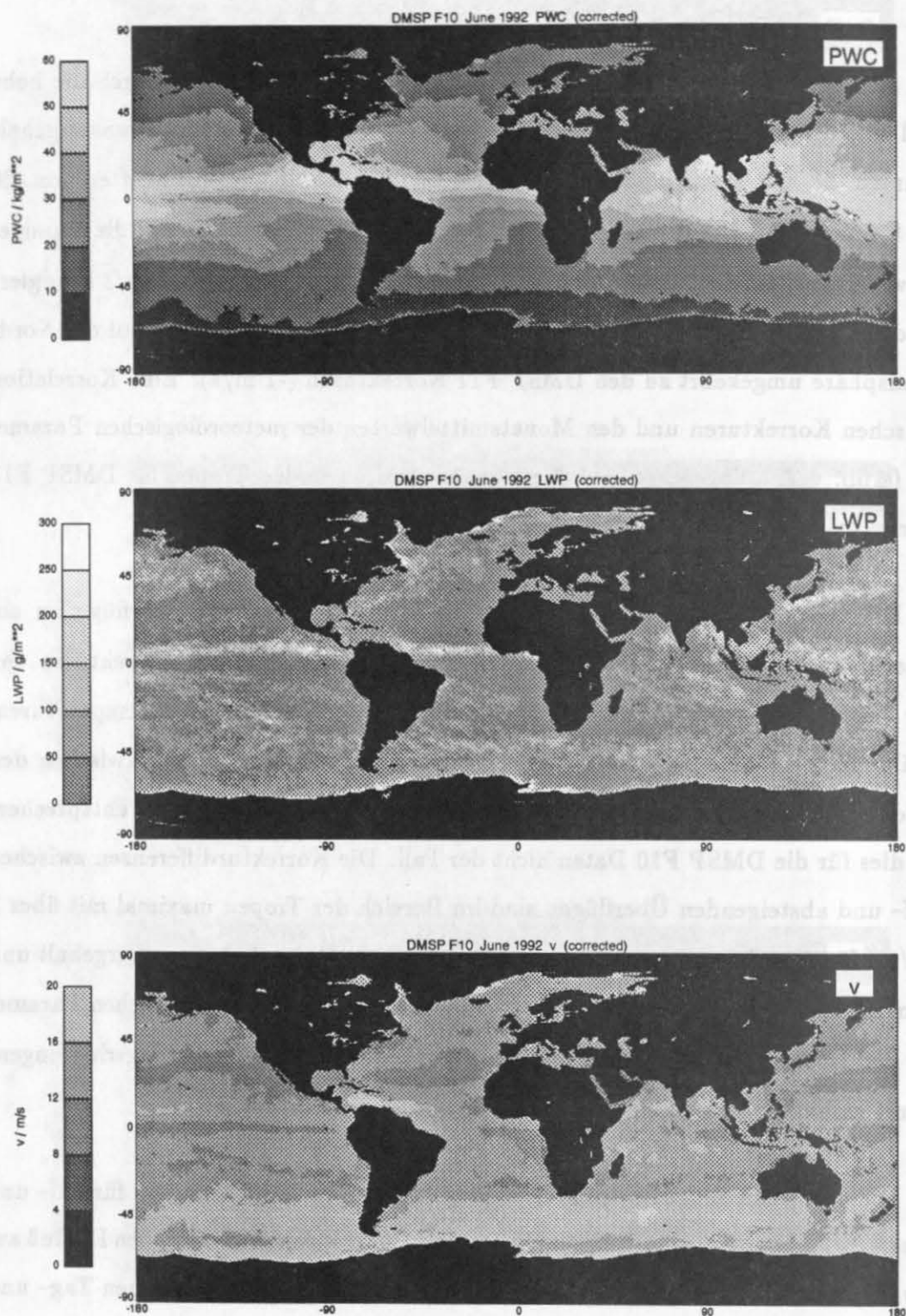


Abbildung 6.27 Monatsmittel des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC), des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) aus DMSP F10 Messungen für Juni 1992.

kleiner, so daß ein Tagesgang im zonalen Monatsmittel praktisch nicht vorhanden ist. Die abgeleiteten Tagesgänge aus den Daten des DMSP F11 zeigen, wie erwartet, keine bedeutenden Unterschiede zwischen den korrigierten und unkorrigierten Werten. Sie unterscheiden sich aber für den Gesamtwasserdampf- und Flüssigwassergehalt von den Tagesgängen der DMSP F10 Daten. Der Tagesgang des Gesamtwasserdampfgehaltes ist in den Tropen mit etwa 1 kg/m^2 deutlich höher, als der aus DMSP F10 Daten abgeleitete. Für den Flüssigwassergehalt liefern die DMSP F11 Helligkeitstemperaturen einen mittleren Tagesgang von etwa 25 g/m^2 . Diese Unterschiede der Tagesgänge stehen im Einklang mit den Differenzen der Helligkeitstemperaturen beider Satelliten.

Ein Vergleich der aus DMSP F10 und F11 Helligkeitstemperaturen abgeleite-

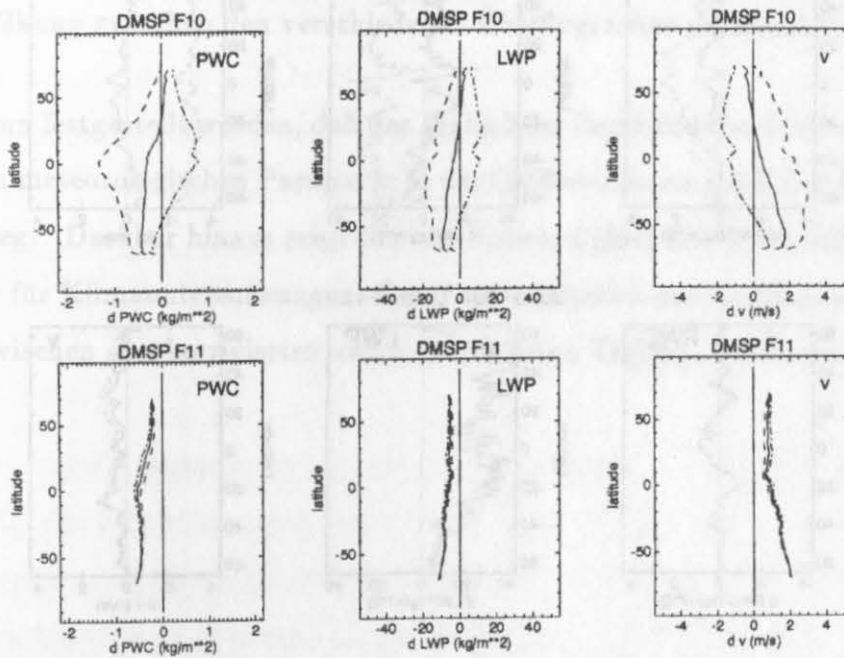


Abbildung 6.28 Zonal gemittelte monatliche Korrekturen (Definition siehe Text) des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC), des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) für alle (—), aufsteigende (---) und absteigende (- · -) Überflüge des DMSP F10 (obere Reihe) und F11 (untere Reihe) für Juni 1992.

ten meteorologischen Parameter jeweils für auf- und absteigende Überflüge (Abb. 6.30) zeigt, daß die Differenzen zwischen den beiden Satelliten für den Gesamtwasserdampfgehalt ($\approx 0.5 \text{ kg/m}^2$) und der Windgeschwindigkeit ($\approx 0.5 \text{ m/s}$) nahezu unabhängig von der Überflugsrichtung sind. Für den Flüssigwassergehalt dagegen sind die Differenzen für auf- und absteigende Überflüge unterschiedlich. Ein signifikanter Fehler der Zenitwinkelkorrektur ist wegen der nahezu gleichen Differenzen beim Gesamtwasserdampfgehalt und Wind für beide Überflugsrichtungen unwahrscheinlich, da die Korrekturen für auf- und absteigende Überflüge unterschiedlich sind. Die Unterschiede beim abgeleiteten Flüssigwassergehalt aus den Daten der beiden Radiometer könnten somit zumindest teilweise einer tatsächlichen Variation

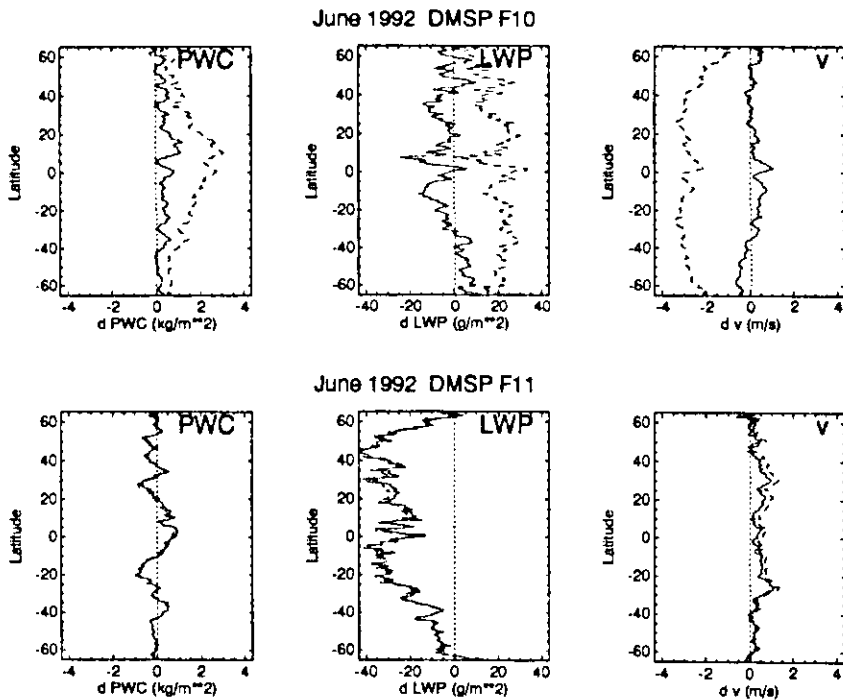


Abbildung 6.29 Zonal gemittelte Tagesgänge, definiert als Differenz zwischen auf- und absteigenden Überflügen, aus korrigierten (—) und unkorrigierten (---) Helligkeitstemperaturen des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC) des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) für Juni 1992 der (a) DMSP F10 und (b) F11 Messungen.

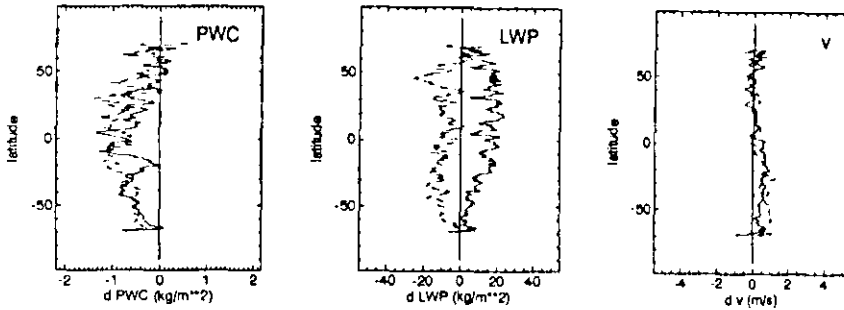


Abbildung 6.30 Zonal gemittelte monatliche Differenzen (DMSP F10 minus DMSP F11) des Gesamtwasserdampfgehaltes (PWC), des Flüssigwassergehaltes (LWP) und der Windgeschwindigkeit (v) der aufsteigenden (—) und absteigenden (---) Überflüge für Juni 1992.

der Bewölkung zwischen den verschiedenen Überflugszeiten entsprechen.

Es kann festgestellt werden, daß der Einfluß der Zenitwinkelvariation auf die abgeleiteten meteorologischen Parameter in der Größenordnung möglicher Klimaänderungen liegt. Darüber hinaus zeigt sich die Notwendigkeit der Zenitwinkelkorrektur nicht nur für Klimauntersuchungen. Sie ist grundsätzlich anzuwenden, wie es Differenzen zwischen den korrigierten und unkorrigierten Tagesgängen zeigen.

7 Schlußbetrachtung

Diese Studie untersucht die Anwendbarkeit der Mikrowellenmessungen der SSM/I Radiometer für die Erforschung von Klimaänderungen. Solche Analysen erfordern eine hohe Genauigkeit der Messungen, da mögliche Klimavariationen in der Größenordnung der Meßgenauigkeit der Radiometer liegen. Hier werden zwei mögliche Fehlerquellen betrachtet: Zeitlich variable Radiometerfehler, die ein Klimasignal verdecken oder vortäuschen können und der Einfluß der Zenitwinkelvariationen auf eine Kreuzkalibrierung der verschiedenen Sensoren.

7.1 Variable Radiometerfehler

Die Untersuchung einer zeitlichen Variation des Radiometerfehlers wird auf der Basis eines Vergleichs von simulierten mit zeit- und ortsgleich gemessenen Helligkeitstemperaturen des SSM/I auf DMSP F8 durchgeführt. Die für die Strahlungstransportsimulation verwendeten Atmosphärenprofile liefern Radiosondenaufstiege von Ozeanwetter- und Handelsschiffen; sie überdecken den Zeitraum von Januar bis Dezember 1989. Es zeigt sich, daß systematische Fehler der Strahlungstransportrechnung in Abhängigkeit vom Gesamtwasserdampfgehalt und der Geschwindigkeit des bodennahen Windes korrigiert werden müssen.

Die Monatsmittel der Helligkeitstemperaturdifferenzen zeigen Variationen von 2 bis 3 Kelvin, mit Ausnahme des 85 GHz horizontal polarisierten Kanals. Die hohen Schwankungen dieses Kanals, bis zu 6 Kelvin, sind auf das verstärkte Rauschen des Radiometers zurückzuführen. Die Änderungen von Monat zu Monat sind jedoch wegen der geringen Anzahl von Beobachtungen und der hohen Varianz der Differenzen nicht signifikant. Obwohl der Satellit in der Dämmerungszone fliegt, führt eine jahreszeitliche Variation des Sonnenzenitwinkels zu einer unterschiedlichen Erwärmung des Radiometers, die sich im Rauschverhalten des Sensors widerspiegelt. Eine dadurch mögliche Variation des Radiometerfehlers kann nicht nachgewiesen werden, da eine Verfälschung der Messungen für Kanäle mit geringer räumlicher Auflösung

durch Bewölkung angenommen werden muß. Für das Radiometer auf dem DMSP F8 kann daher eine signifikante zeitliche Variation des Radiometerfehlers nicht festgestellt werden. Ein Einfluß der jährlichen Variation des Sonnenzenitwinkels auf die Radiometer der DMSP F10 und F11 Satelliten kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, da die solaren Einstrahlungsverhältnisse von denen des DMSP F8 abweichen.

Die hohe Streuung der Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen Messung und Simulation und der Einfluß der Bewölkung zeigt, daß an eine genauere Bestimmung des zeitlich variablen Radiometerfehlers folgende Anforderungen zu stellen sind:

- Für den Ausschluß von bewölkten Beobachtungen reicht eine Verbesserung der synoptischen Beobachtung der Wolken zu den Radiosondenaufstiegen nicht aus, da sie das Meßgebiet eines Mikrowellenpixels nicht überdecken. Für die Erkennung von Wolken müssen zeitgleiche Satellitenmessungen des infraroten und sichtbaren Spektralbereichs ausgewertet werden. Die hohe Auflösung in diesem Spektralbereich erlaubt die Identifizierung von Wolken für das gesamte Meßfeld eines Mikrowellenpixels. (Die Messungen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich auf dem DMSP F8 Satelliten (OLS) sind leider nicht frei verfügbar).
- Eine Überprüfung der im Strahlungstransportmodell verwendeten Parametrisierung der Wasserdampfabsorption muß zeigen, ob die systematischen Änderungen der Helligkeitstemperaturdifferenzen mit dem Gesamtwasserdampfgehalt durch eine falsche Parametrisierung verursacht werden. Eine andere Ursache für diesen Effekt kann eine zu geringe Feuchtemessung der Radiosonden in großen Höhen sein und ist nach den Ergebnissen eines Vergleichs verschiedener Radiosondentypen von Nash und Schmidlin (1987) nicht auszuschließen.
- Die Reflektivität der rauen Meeresoberfläche kann, im Vergleich zu der hier verwendeten Parametrisierung, durch die Verwendung eines 2-Skalen-Modells

genauer berechnet werden (Schrader 1994, persönliche Mitteilung). Dieses Modell beschreibt den Einfluß der Schwere- und Kapillarwellen auf die Reflektivität und berücksichtigt den turbulenten Impulsfluß. Für die Berechnung eines realistischen Impulsflusses ist aber eine höher aufgelöste Grenzschicht, als in den Radiosondenprofilen gegeben, notwendig.

- Genauere Zeitangaben für den Radiosondenstart ermöglichen die Wahl eines kürzeren Zeitfensters, wodurch sich wahrscheinlich die Varianz der Helligkeitstemperaturdifferenzen reduziert. Die Aufstiegszeiten der in dieser Arbeit verwendeten Daten waren nur in vollen Stunden angegeben und entsprechen mehr den synoptischen Terminen als den tatsächlichen Startzeiten, die bis zu zwei Stunden auseinanderliegen können.

7.2 Zenitwinkelvariation

Der Einfluß des Zenitwinkels auf die am Satelliten gemessene Helligkeitstemperatur wird theoretisch und mit Strahlungstransportsimulationen für ozeanische Oberflächen untersucht. Die Sensitivität der Helligkeitstemperaturen bezüglich einer Zenitwinkelvariation beruht auf zwei Faktoren:

(i) Eine Zenitwinkeländerung bewirkt eine Änderung der Oberflächenreflexion, wobei die vertikal polarisierte Komponente abhängig, die horizontal polarisierte nahezu unabhängig, von der Windgeschwindigkeit ist. Das Vorzeichen der Änderung ist für beide Komponenten entgegengesetzt. Mit zunehmender Frequenz nimmt die Änderung der Reflexion nur geringfügig zu.

(ii) Die Zunahme des Zenitwinkels bewirkt eine größere Weglänge der Strahlung durch die Atmosphäre und erhöht die effektive optische Dicke. Die Helligkeitstemperaturen werden im Vergleich zu Werten des nominalen Zenitwinkels erhöht.

Da die Helligkeitstemperaturen, bzw. deren Änderungen bezüglich des Zenitwinkels, vom Zustand der Atmosphäre und der Ozeanoberfläche bestimmt werden, kann eine iterative Korrektur der Helligkeitstemperaturen abgeleitet werden.

Die beobachteten Zenitwinkel der SSM/I Radiometer auf DMSP F8, F10 und F11 zeigen unterschiedliche Variationen und mittlere Abweichungen vom nominalen Wert (53.1°). Die Zenitwinkelvariation für das Radiometer auf DMSP F8 ist sehr klein, nimmt jedoch über mehrere Jahre hinweg zu. Die Effekte der Variation auf die Helligkeitstemperaturen sind im Bereich des Radiometerrauschens. Wentz (1993) nimmt an, daß der mittlere Zenitwinkel für dieses Radiometer systematisch um 0.336° höher ist als angegeben. Eine Korrektur der Helligkeitstemperaturen wäre dann, wie bei den DMSP F11 Daten, notwendig. Die Annahme eines höheren Zenitwinkels zeigt auf die Bestimmung der Radiometerdrift des DMSP F8 keinen Einfluß, lediglich die mittleren Helligkeitstemperaturdifferenzen werden erhöht, die Varianz bleibt unverändert. Dies ist auch bei den geringen Korrekturen (weniger als ein Kelvin) und der hohen Streuung der Helligkeitstemperaturdifferenzen nicht anders zu erwarten. Hollinger (1991) führt als mögliche Ursache für Positionsfehler der DMSP F8 Messungen einen systematischen Fehler der Satellitenorientierung an. Dieser hätte zur Folge, daß der Zenitwinkel innerhalb eines Scans um etwa $\pm 0.5^{\circ}$ variiert. Die Helligkeitstemperaturdifferenzen zeigen jedoch keine Abhängigkeit von der Pixelposition im Scan. Dies schließt aber einen solchen Fehler nicht aus, da eine zeitliche Variation des Zenitwinkels für eine gegebene Pixelposition möglich ist. Eine solche Schwankung des Zenitwinkels würde Variationen der Helligkeitstemperaturen um ± 1 Kelvin verursachen.

Die Variation des Zenitwinkels des Radiometers auf DMSP F10 führt zu Korrekturen der Helligkeitstemperaturen von bis zu 2 Kelvin. Auf Grund der Korrelation der Winkelabweichungen mit der geographischen Breite sind die Korrekturen selbst im Monatsmittel breitenabhängig. Diese Abhängigkeit findet man auch bei den abgeleiteten meteorologischen Parametern. Da die Korrekturen für auf- und absteigende Überflüge entgegengesetzt sind, bewirken sie eine drastische Verminderung des Tagesganges der abgeleiteten Parameter. Für die korrigierten Werte ist praktisch kein Tagesgang vorhanden, und sie entsprechen den DMSP F11 Messungen. Die Korrekturen für den DMSP F11 sind auf Grund der hohen mittleren Abweichung

des Zenitwinkels vom Nominalwert (0.4°) ähnlich hoch wie für die DMSP F10 Daten. Die Variation ist aber vergleichbar mit den DMSP F8 Messungen. Der Vergleich der korrigierten DMSP F10 und F11 Messungen läßt den Schluß zu, daß die Messungen des aufsteigenden Überfluges des DMSP F10 durch solare Einstrahlung verfälscht sind. Ein solcher Fehler kann durch einen Vergleich der Radiometermessungen für einen anderen Monat überprüft werden. So müßte sich die Breitenabhängigkeit der Temperaturdifferenzen im Januar von Nord nach Süd umkehren. Ein Vergleich der DMSP F8 Messungen für auf- und absteigende Überflüge zeigt keine signifikanten Unterschiede. Diese sind auch nicht zu erwarten, da die Flugbahn in der Dämmerungszone verläuft.

Auch Messungen über Landoberflächen bzw. Eisoberflächen werden durch die Variation des Zenitwinkels verfälscht. Hier ist die Emission von der Oberfläche auf Grund der größeren Emissivität (≈ 0.9) höher. Der Effekt wäre bei einer gleichen Winkelsensitivität wie über dem Ozean etwa doppelt so hoch. Die Emission der Oberfläche ist jedoch auch vom Azimutwinkel abhängig, was zu Differenzen von mehr als 10 Kelvin führt. Somit sind die Effekte der Zenitwinkelschwankungen geringer, als die der azimutalen Variation. Die Änderung der atmosphärischen Emission gleicht der über den Ozeanen. Der Einfluß der reflektierten Strahlung kann wegen der hohen Emissivität der Landoberflächen vernachlässigt werden. Eine detaillierte Analyse der Reflexion über Landoberflächen muß die Winkelsensitivität und den Einfluß der Inhomogenität der Oberflächen prüfen.

7.3 Schlußfolgerungen

Die vorliegende Arbeit zeigt, daß die Mikrowellenmessungen der SSM/I Radiometer für die Analyse von Klimaänderungen geeignet sind. Hier wurde jedoch nur die Variabilität des Radiometerfehlers für den Zeitraum eines Jahres und für einen Sensor untersucht. Das Ergebnis, daß eine signifikante zeitliche Variation des Radiometerfehlers nicht festgestellt werden kann, darf jedoch nicht auf die anderen Sensoren und Zeiträume übertragen werden. So ist eine detaillierte Analyse der Auswirkungen

der unterschiedlichen Solarstrahlung auf die Messungen des DMSP F10 Satelliten notwendig. Die Verwendung der SSM/I Messungen für Klimaanalysen setzt eine kontinuierliche Validierung der Daten aller Sensoren voraus. Die Berücksichtigung der Zenitwinkelvariation ist nicht nur für eine Kreuzkalibrierung der Radiometer erforderlich, sie muß grundsätzlich angewendet werden, um systematische Fehler der abgeleiteten meteorologischen Parameter zu vermeiden.

Anhang A

Ozeanoberflächenreflexion

Die im Strahlungstransportmodell benutzte Parametrisierung der Oberflächenreflexion basiert auf der spiegelnden Reflexion einer glatten Ozeanoberfläche. Die spiegelnde Reflexion $\Gamma_{m,p}$ wird durch die Fresnel-Koeffizienten beschrieben (z. B. Jackson, 1962) :

$$\Gamma_{m,p}(\theta) = |R_p(\theta)|^2, \quad (\text{A.1})$$

wobei p die Polarisation (v,h) und θ den Einfallswinkel des Strahles beschreibt. Die Fresnel-Koeffizienten sind gegeben durch :

$$R_v(\theta) = \frac{\epsilon_w \cos \theta - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\epsilon_w \cos \theta + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \quad (\text{A.2})$$

und

$$R_h(\theta) = \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \quad (\text{A.3})$$

ϵ_w bezeichnet die Dielektrizitätskonstante. Formeln zur Berechnung von ϵ_w finden sich in Ulaby et al. (1981).

Die Änderung der Reflektivität durch die Rauhigkeit der Ozeanoberfläche in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit wird mit einem Ansatz von Wisler und Hollinger (1977) beschrieben. Sie teilen die Ozeanoberfläche in einen mit Schaum bedeckten $\Gamma_{f,p}$ und einen schaumfreien Teil $\Gamma_{c,p}$ ein :

$$\Gamma_p(\theta) = f \Gamma_{f,p}(\theta) + (1 - f) \Gamma_{c,p}(\theta), \quad (\text{A.4})$$

mit der Schaumbedeckung f und der Polarisation p .

Die Reflexion der schaumfreien Oberfläche ist gegeben durch

$$\Gamma_{c,p} = \Gamma_{m,p} - \frac{\Delta T_p}{T_s} \begin{cases} \Delta T_v = v(0.117 - 2.09 \cdot 10^{-3} e^{-7.32 \cdot 10^{-2} \theta}) \sqrt{\nu} \\ \Delta T_h = v(0.115 + 3.8 \cdot 10^{-5} \theta^2) \sqrt{\nu} \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

wobei ν die Frequenz in GHz und v die Windgeschwindigkeit in m/s angibt.

Die Reflexion der schaumbedeckten Oberfläche wird mit einer empirischen Beziehung von Stogryn (1972) parametrisiert :

$$\Gamma_{f,p} = 1 - \frac{208 + 1.29 \nu}{T_s} G_p, \quad (\text{A.6})$$

mit

$$G_v = 1 - 9.946 \cdot 10^{-4} \theta + 3.218 \cdot 10^{-5} \theta^2 - 1.187 \cdot 10^{-6} \theta^3 + 7.0 \cdot 10^{-20} \theta^{10} \quad (\text{A.7})$$

$$G_h = 1 - 1.748 \cdot 10^{-3} \theta - 7.336 \cdot 10^{-5} \theta^2 + 1.044 \cdot 10^{-7} \theta^3. \quad (\text{A.8})$$

Den Bedeckungsgrad f des Schaums als Funktion der Windgeschwindigkeit gibt Stogryn mit

$$f = 7.751 \cdot 10^{-6} \cdot v^{3.231} \quad (\text{A.9})$$

an.

Anhang B

Algorithmen für meteorologische Parameter

Gesamtwasserdampfgehalt Für die Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes (PW) der Atmosphäre über Ozean aus SSM/I Messungen wird ein Algorithmus von Simmer (1994) benutzt. Dieser Algorithmus besteht aus drei Teilalgorithmen für drei Gesamtwasserdampfbereiche :

$$PW = \begin{cases} PW_1 & \text{for } PW_1 < 15 \text{ kg/m}^2 \\ PW_2 & \text{for } PW_1 \geq 25 \text{ kg/m}^2 \\ PW_3 & \text{for } PW_1 \geq 15 \text{ kg/m}^2 \text{ und } PW_1 < 25 \text{ kg/m}^2, \end{cases}$$

mit

$$PW_1 = 260.82 - 48.128 \ln(290 - TB_{22v}) - 0.15718 TB_{37v} \quad (\text{B.1})$$

$$PW_2 = 136.03 - 37.673 \ln(280 - TB_{22v}) + 9.7465 \ln(280 - TB_{37v}) \quad (\text{B.2})$$

$$PW_3 = PW_1 + ((PW_2 - PW_1)0.1) ((PW_1 + PW_2)0.5 - 15.0) . \quad (\text{B.3})$$

Ein systematische Fehler global anwendbarer Algorithmen verursacht durch eine Korrelation des Wasserdampf- und Lufttemperaturprofils wird durch die Einteilung in drei Gesamtwasserdampfbereiche reduziert (Fuhrhop und Ruprecht,1994).

Windgeschwindigkeit Die Windgeschwindigkeit (v) an der Ozeanoberfläche wird aus den niederfrequenten Kanälen des SSM/I mit einem Algorithmus von Simmer (1994) bestimmt :

$$\begin{aligned} v = & 239.26 + 0.5196 TB_{19v} + 0.2062 TB_{19h} - 0.2722 TB_{22v} \\ & - 2.0529 TB_{37v} + 0.9279 TB_{37h} \end{aligned} \quad (\text{B.4})$$

Flüssigwassergehalt Der Algorithmus für den Flüssigwassergehalt der Wolken stammt von Hargens (1994) und benutzt die vertikal polarisierten Kanälen bei 22 und 37 GHz :

$$LWP = 4.299 + 0.3996 \ln(280 - TB_{22v}) - 1.4069 \ln(280 - TB_{37v}) \quad (B.5)$$

References

- Adler, R. F. and I. M. Hakkarinen, 1991: Aircraft Multifrequency Passive Microwave Observations of Light Precipitation over Ocean. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 201–220.
- Alishouse, J. C., 1983: Total Precipitable Water and Rainfall Determinations From the SESAT Scanning Multichannel Microwave Radiometer. *J. Geophys. Res.*, **88**(C3), 1929–1935.
- Crewell, S., E. Ruprecht, and C. Simmer, 1991: Latent Heat Flux over the North Atlantic Ocean – A Case Study. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1627–1635.
- Curry, J. A., C. D. Ardeel, and L. Tian, 1990: Liquid Water Content and Precipitation Characteristics of Stratiform Clouds as Inferred from Satellite Microwave Measurements. *J. Geophys. Res.*, **95**(D10), 16659–16671.
- Draper, N. R. and H. Smith, 1981: *Applied Regression Analysis*. John Wiley & Sons, New York, 2 edition.
- Elliott, W. P. and D. J. Gaffen, 1991: On the Utility of Radiosonde Humidity Archives for Climate Studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**(10), 1507–1520.
- Fuhrhop, R. and E. Ruprecht, 1994: An improved Water Vapor Algorithm for Cloudy Situations. In *Proceedings Of Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, *μrad 94*.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, 1990: Ocean Surface Wind Speed Measurements of the Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**(5), 823–828.
- Hollinger, J. P., 1989: DMSP Special Sensor Microwave / Imager Calibration/Validation, Final Report Vol. I: Technical report, Naval Research Laboratory, Washington, DC.

- Hollinger, J. P., 1991: DMSP Special Sensor Microwave / Imager Calibration/Validation, Final Report Vol. II: Technical report, Naval Research Laboratory, Washington, DC.
- Hollinger, J. P., R. Lo, G. Poe, R. Savage, and J. Peirce, 1987: Special Sensor Microwave / Imager User's Guide: Technical report, Naval Research Laboratory, Washington, DC.
- Jackson, J. D., 1962: *Classical Electrodynamics*. Wiley and Sons, New York.
- Karstens, U., C. Simmer, and E. Ruprecht, 1994: Remote Sensing of Cloud Liquid Water. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **54**, 157–171.
- Kummerow, C. and L. Giglio, 1994: A Passive Microwave Technique for Estimating Rainfall and Vertical Structure Information from Space. Part I: Algorithm Description. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 3–18.
- Kummerow, C. and L. Giglio, 1994: A Passive Microwave Technique for Estimating Rainfall and Vertical Structure Information from Space. Part II: Applications to SSM/I Data. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 19–34.
- Lau, K. M., C. H. Sui, and W. K. Tao, 1993: A Preliminary Study of the Tropical Water Cycle and its Sensitivity to Surface Warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**(7), 1313–1321.
- Liebe, H. J. and D. H. Layton, 1987: Millimeter-wave properties of the atmosphere: Laboratory Studies and Propagation Modelling: Technical report, U.S. Dept. of Commerce, National Telecommunications and Information Administration, Institute for Communication Sciences, Boulder, CO 80303–3328.
- Liou, K. N., 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, London.
- Liu, W. T., W. Tang, and F. J. Wentz, 1992: Precipitable Water and Surface Humidity Over Global Oceans From Special Sensor Microwave Imager and Eu-

- ropean Center for Medium Range Weather Forecasts. *J. Geophys. Res.*, **97**(C2), 2251-2264.
- Lojou, J.-Y., R. Bernard, and L. Eymard, 1994: A Simple Method for Testing Brightness Temperatures from Satellite Microwave Radiometers. *J. Atmos. Oceanic. Techn.*, **11**, 387-400.
- Monahan, E. C. and I. G. O'Muircheartaigh, 1986: Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. Remote Sens.*, **7**(5), 627-642.
- Nash, J. and F. J. Schmidlin, 1987: WMO International Radiosonde Comparison (U.K. 1984, U.S.A. 1985) Final Report: Technical report, WMO, Geneva. WMO/TD-No. 195.
- Petty, G. W. and K. B. Katsaros, 1992: The Response of the SSM/I to the Marine Environment. Part I: An Analytical Model for the Atmospheric Component of Observed Brightness Temperatures. *J. Atmos. Oceanic. Techn.*, **9**, 746-761.
- Ruprecht, E., 1975: Diurnal Temperature Corrections for Rawinsonde Humidity Sensors. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 352-355.
- Schluessel, P. and W. J. Emery, 1990: Atmospheric Water Vapour over Oceans from SSM/I Measurements. *Int. J. Remote Sens.*, **11**(5), 753-766.
- Schwartz, B. E. and C. A. Doswell III, 1991: North American Rawinsonde Observations: Problems, Concerns, and a Call to Action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**(12), 1885-1896.
- Simmer, C., 1994: *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovač, Hamburg.
- Stogryn, A., 1972: The Emissivity of Sea Foam at Microwave Frequencies. *J. Geophys. Res.*, **77**(9), 1658-1666.

- Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung, 1981: *Microwave Remote Sensing, active and passive, Volume I: Fundamentals and Radiometry*. Addison-Wesley Publ., London.
- Warner, J., 1955: The Water Content of Cumuliform Cloud. *Tellus*, 7(4), 449-457.
- Wentz, F. J., 1991: User's Manual SSM/I Antenna Temperature Tapes: Technical Report Rep. 120191, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California.
- Wentz, F. J., 1992: Measurement of Oceanic Wind Vector Using Satellite Microwave Radiometers. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.*, 30(5), 960-972.
- Wentz, F. J., 1993: User's Manual SSM/I Antenna Temperature Tapes. Revision 2: Technical Report Rep. 120193, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California.
- Wisler, M. M. and J. P. Hollinger, 1977: Estimation of Marine Environmental Parameters Using Microwave Radiometric Remote Sensing Systems: Technical Report NRL Memo. Rep. 3661, Naval Research Laboratory, Washington, D.C.

Danksagung

Für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit danke ich Herrn Professor Dr. Eberhard Ruprecht. Herrn Dr. Clemens Simmer, Herrn Dr. Holger Gäng und Herrn Meeno Schrader danke ich für die konstruktiven Diskussionen.

Ebenso möchte ich mich bei Frau Astrid Erdmann und Frau Anneliese Jordan, sowie Herrn Thomas Jung und Herrn Werner Frerichs für die Aufarbeitung der Daten bedanken.

Dem Deutschen Wetterdienst und dem Alfred-Wegener-Institut danke ich für die Bereitstellung der Radiosondendaten, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Sonderforschungsbereich 133 für die Finanzierung der Satellitendaten.

Mein besonderer Dank gilt meiner Frau und meiner Tochter für das von ihnen entgegengebrachte Verständnis und ihre Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit.